



MODELACIÓN HIDROLÓGICA DISTRIBUIDA BASADA EN ESQUEMAS DE VOLÚMENES FINITOS

Autor: Carlos Andrés Caro Camargo
Director: Ernest Bladé i Castellet

Universitat Politècnica de Catalunya

UNIVERSITAT POLITÈCNICA DE CATALUNYA

ESCOLA TÈCNICA SUPERIOR D'ENGINYERS DE CAMINS, CANALS I PORTS DE BARCELONA

INSTITUT DE RECERCA FLUMEN (UPC-CIMNE)

TESIS DOCTORAL

Modelación hidrológica distribuida basada en esquemas de volúmenes finitos

Autor:

CARLOS ANDRÉS CARO CAMARGO

Memoria presentada para obtener el grado de
DOCTOR POR LA UNIVERSITAT POLITÈCNICA DE CATALUNYA
Programa de Doctorado en Ingeniería Civil

Director:

Dr. ERNEST BLADÉ I CASTELLET

Barcelona, Noviembre de 2015

RESUM

La modelització hidrològica distribuïda es dona com una conseqüència històrica dels diferents desenvolupaments i avanços de la hidrologia conceptual, primer, a través de l'aprofundiment i adaptació de la hidrologia a través de mètodes agregats, i posteriorment discretitzant aquests conceptes espacialment per donar així lloc als models distribuïts. La present tesi doctoral abasta la implantació d'un model hidrològic continu (CHM), a partir de la base del model hidrodinàmic Iber, que utilitza esquemes en volums finits.

El model desenvolupat en els treballs de recerca duts a terme es funda en implementacions teòriques basades en el principi de continuïtat per aconseguir una representació, encara que simplificada en alguns aspectes, d'un cicle hidrològic complet. En el procés de modelat del cicle, la conca es representa mitjançant diferents cel·les o elements, entre els quals es produeixen les transferències horitzontals de flux, mentre que cadascuna d'elles existeix al seu torn una transferència vertical entre les diferents capes. Altres aspectes en els quals s'ha fet especial èmfasi és en la representació del procés d'assecat, fonamental per a la simulació precisa dels processos superficials, i en la consideració de la mobilitat de la pluja.

Com a resultat de la recerca es realitzen també propostes quant a la caracterització dels diferents tipus de flux i el seu repartiment, buscant un equilibri entre el màxim realisme i la simplicitat perquè l'eina sigui eficient. Amb això s'aconsegueix abordar la predicció de flux base a nivell de conques rurals, sempre respectant les necessitats de calibratge del model, i sobre la base de diferents mètodes de conversió i adequació de les dades d'entrada.

El principi teòric hidràulic del model són les equacions de Saint Venant bidimensionals resoltes a través d'esquemes numèrics en volums finits, mentre que l'eina que s'ha utilitzat com a punt de partida és el model hidrodinàmic Iber, que resol les esmentades equacions amb aquest tipus d'esquemes. No obstant això, el model incorpora una simplificació a condicions d'ona cinemàtica o ona difusiva, més o menys adequades segons l'escenari que s'estigui treballant. El model hidrològic continu s'emmarca al seu

torn en el model *abcd* de Thomas, inicialment plantejat per a models agregats, que s'ha adaptat i implementat en aquesta ocasió a nivell distribuït.

L'eina resultant permet doncs modelar de forma eficient i amb precisió els processos de pluja i transformació en esorrentiu, pèrdues per evapotranspiració i infiltració amb els models més comunament utilitzats, la recarrega i emmagatzematge en aqüífers, i la seva posterior aportació al flux superficial. El correcte funcionament s'ha validat en diferents casos, teòrics i, després d'un procés de calibrat, en conques rurals reals, on s'ha posat de manifest la seva flexibilitat, eficiència i utilitat.

Finalment, l'ús d'una aproximació eminentment hidràulica per a la simulació de processos hidrològics obre la porta a la modelització integrada hidràulica-hidrològica, per poder simular amb una única eina des de la transformació de la pluja a flux superficial, els processos de pèrdues i recarrega de l'aqüífer, la generació de cabal base, i la descripció detallada de la hidrodinàmica en la llera d'un riu o en les zones inundades.

RESUMEN

La modelación hidrológica distribuida se da como una consecuencia histórica de los diferentes desarrollos y avances de la hidrología conceptual, primero, a través de profundización y adaptación de la hidrología a través de métodos agregados, y posteriormente discretizando estos conceptos espacialmente para dar así lugar a los modelos distribuidos. La presente tesis doctoral abarca la implantación de un modelo hidrológico continuo (CHM), a partir de la base del modelo hidrodinámico Iber, que utiliza esquemas en volúmenes finitos

El modelo desarrollado en los trabajos de investigación llevados a cabo se funda en implementaciones teóricas basadas en el principio de continuidad para conseguir una representación, aunque simplificada en algunos aspectos, de un ciclo hidrológico completo. En el proceso de modelado del ciclo, la cuenca se representa mediante distintas celdas o elementos, entre los que se producen las transferencias horizontales de flujo, mientras que cada una de ellas existe a su vez una transferencia vertical entre las distintas capas. Otros aspectos en los que se ha hecho especial énfasis es en la representación del proceso de secado, fundamental para la simulación precisa de los procesos superficiales, y en la consideración de la movilidad de la lluvia.

Como resultado de la investigación se realizan también propuestas en cuanto a la caracterización de los distintos tipos de flujo y su reparto, buscando un equilibrio entre el máximo realismo y la simplicidad para que la herramienta sea eficiente. Con ello se consigue abordar la predicción de flujo base a nivel de cuencas rurales, siempre respetando las necesidades de calibración del modelo, y en base a distintos métodos de conversión y adecuación de los datos de entrada.

El principio teórico hidráulico del modelo son las ecuaciones de Saint Venant bidimensionales, o ecuaciones de aguas someras, resueltas a través de esquemas numéricos en volúmenes finitos, mientras que la herramienta que se utilizó como punto de partida es el modelo hidrodinámico Iber, que resuelve las mencionadas ecuaciones con este tipo de esquemas. Sin embargo, el modelo incorpora una simplificación a condiciones de onda cinemática u onda difusiva, más o menos

adecuadas según el escenario que se esté trabajando. El modelo hidrológico continuo se enmarca a su vez en el modelo *abcd* de Thomas, inicialmente planteado para modelos agregados, que se ha adaptado e implementado en esta ocasión a nivel distribuido.

La herramienta resultante permite pues modelar de forma eficiente y con precisión los procesos de lluvia y transformación en escorrentía, pérdidas por evapotranspiración e infiltración con los modelos más comúnmente utilizados, la recarga y almacenamiento en acuíferos, y su posterior aportación al flujo superficial. El correcto funcionamiento se ha validado en distintos casos, teóricos y, después de un proceso de calibrado, en cuencas rurales reales, donde se ha puesto de manifiesto su flexibilidad, eficiencia y utilidad.

Finalmente, el uso de una aproximación eminentemente hidráulica para la simulación de procesos hidrológicos abre la puerta a la modelización integrada hidráulico-hidrológica, para poder simular mediante una única herramienta desde la transformación de la precipitación a flujo superficial, los procesos de pérdidas y recarga del acuífero, la generación de caudal base, y la descripción detallada de la hidrodinámica en el cauce o las zonas inundadas.

ABSTRACT

Distributed hydrological modeling occurs as a historical consequence of the different developments and advances in conceptual hydrology, first, through deepening and adaptation of hydrology through aggregated methods, and then discretizing these concepts to reach spatially distributed models. This thesis covers the implementation of a continuous hydrologic model (CHM), starting from the basis of the hydrodynamic model Iber, which uses finite volume schemes.

The model developed in this research work is based on theoretical implementations founded on the principle of continuity to achieve a representation, although simplified in some respects, of the whole hydrological cycle. In the process of modelling this cycle, the basin is represented by different cells or elements, among which the horizontal flow transfers occur, while within each one of them there is also a vertical transfer between the different layers. Other aspects in which special emphasis has been made is in the representation of the drying process, essential for accurate surface processes simulation, and in consideration of the mobility of the result of the research lluvia.

As a result of the research, various proposals in terms of the characterization of the different types of flow and its cast are presented, always seeking a balance between maximum realism and simplicity in order to have an efficient tool. It is possible to predict the base flow in rural basins, always preserving the needs of calibration of the model, and based on conversion methods and adequation of input data.

The hydraulic theoretical principle of the model are the two-dimensional Saint Venant equations, or shallow water equations, solved through finite volume numerical schemes, while the tool that was used as a starting point is the hydrodynamic model Iber. However, the model allows a simplification of kinematic wave conditions or diffusion wave, according to the scenario you are working. The hydrological theoretical principle is framed in the *abcd* model of Thomas implemented and adapted in this work at a distributed level.

The resulting tool is then able to model in an efficient and accurate way, the processes of rainfall-runoff, the loss processes of evapotranspiration and infiltration with the most commonly used models, water transfer to aquifers and their storage, and their subsequent contribution to the surface flow. The method has been validated in various cases, theoretical ones and, after a process of calibration, real rural basins, where its flexibility, efficiency and utility has become clear.

Finally, the use of an eminently hydraulic approximation for the simulation of hydrological processes opens the door to hydrologic-hydraulic integrated modeling. By using a single tool, it is possible to simulate the rainfall-runoff transformation, the losses processes and aquifer recharge, the generation of base flow, and the detailed description of hydrodynamics on the river channel or in flooded areas.

.

AGRADECIMIENTOS

A mi director de Tesis Ernest Bladé i Castellet por su apoyo incondicional y paciencia, a mi familia, novia, amigos, y a todos quienes aportaron y apoyaron de alguna manera en el desarrollo de esta Tesis doctoral. A mis compañeros doctorandos con quienes durante algunos años compartimos experiencias académicas y aportes de valor incalculable, especialmente a Georgina Corestein por su aporte en el desarrollo de la interfaz gráfica, Anais Ramos con su contribución en datos, información y contexto del espacio de Doñana, Profesor Manuel Gómez Valentín por sus sugerencias en varios de los capítulos de la investigación, en general a todos los miembros del instituto Flumen y a quienes colaboraron aportando información muy relevante en este trabajo. A la Universidad Santo Tomás Tunja y sus directivas, quienes me apoyaron incondicionalmente en el proceso. A COLCIENCIAS y a Lisa Tapiero, mi coordinadora desde LASPAU (Universidad de Harvard), quien estuvo pendiente de cada solicitud durante el desarrollo del Doctorado.

ÍNDICE DE CONTENIDO

RESUM.....	i
RESUMEN.....	iii
ABSTRACT.....	v
AGRADECIMIENTOS.....	vii
ÍNDICE DE CONTENIDO	viii
LISTA DE FIGURAS	xii
LISTA DE TABLAS	xvi
LISTA DE GRÁFICOS.....	xviii
LISTA DE SÍMBOLOS.....	xx
1 INTRODUCCIÓN.....	1
1.1 Justificación y marco general de la investigación.....	1
1.2 Objetivos.....	4
1.3 Descripción del documento.....	6
2 Modelización hidrológica	7
2.1 Introducción	7
2.2 Modelización hidrológica agregada y distribuida	10
2.3 Descripción de algunos modelos distribuidos y no distribuidos.	13
2.4 Concepción hidráulica en la modelización hidrológica distribuida.....	23
2.4.1 Modelización hidráulica del flujo. Contexto.....	23
2.4.2 Esquemas unidimensionales y bidimensionales	24
2.5 La modelización hidrodinámica 2D mediante volúmenes finitos como base de un modelo hidrológico	26
2.5.1 Las ecuaciones de aguas poco profundas en 2D	26
2.5.2 Esquema numérico para la resolución del flujo superficial	28
3 Adaptación de un modelo hidrológico continuo al método de los volúmenes finitos	33
3.1 Visualización del modelo.....	33
3.2 Tratamiento de la evapotranspiración.	40

3.2.1	<i>Un caso de estudio: el Lucio de los Ansares en las Marismas de Doñana</i>	44
3.2.1.1	Implementación de los métodos de ETP.	44
3.2.1.2	Descripción de la zona y planteamiento	45
3.2.1.3	Resultados en el Lucio de los Ansares	51
3.3	Submodelo de transferencia vertical	58
3.3.1	<i>Modelo abcd de Thomas. Ecuaciones y aplicabilidad.</i>	59
3.3.2	<i>Adaptación del modelo de Thomas como modelo de transferencia vertical al método de los volúmenes finitos.</i>	62
3.3.2.1	Tratamiento del parámetro <i>b</i>	63
3.3.2.2	Tratamiento del parámetro <i>d</i>	64
3.3.2.3	Tratamiento del término de encharcamiento inicial	64
3.4	Sub modelo de transporte	65
3.4.1	<i>Sub modelo de transporte superficial</i>	65
3.4.2	<i>Submodelo de transporte subterráneo</i>	68
3.4.2.1	Tratamiento de del contenido inicial de humedad y del almacenamiento subterráneo inicial en el modelo de transferencia vertical.	71
4	Desarrollos para un modelo hidrológico continuo eficiente	73
4.1	Modelización del proceso de secado	73
4.2	Tratamiento de la rugosidad en un contexto hidrológico.	77
4.2.1	<i>Propuesta de adaptación del coeficiente de Manning a escenarios hidrológicos.</i>	80
4.2.2	<i>Incorporación numérica de la rugosidad en un escenario hidrológico.</i>	83
4.2.3	<i>Visualización del comportamiento del modelo de rugosidad en Iber.</i>	84
4.3	Tratamiento de la topografía y el mallado	86
4.4	Lluvia móvil	91
4.5	Construcción de la interfaz	94
4.6	Mejoras en la estabilidad de escenarios hidrológicos de simulación	97
4.6.1	<i>Implementación del esquema desacoplado.</i>	98
5	ESCENARIOS DE SIMULACIÓN DEL MODELO CONTÍNUO	105
5.1	Escenarios de aproximación a condiciones con y sin flujo base.	107
6	ANÁLISIS DE SENSIBILIDAD DEL MODELO	113
6.1	Sensibilidad del Parámetro "a"	114
6.2	Sensibilidad del Parámetro "b"	115

6.3	Sensibilidad del Parámetro "c"	117
6.4	Sensibilidad del Parámetro "d"	118
6.5	Sensibilidad del Parámetro de almacenamiento inicial de la zona no saturada "St _o ".	119
6.6	Sensibilidad del Parámetro de almacenamiento inicial de la zona saturada o acuífero "Gt _o ".	120
7	METODOLOGÍA DE CALIBRACIÓN Y VALIDACIÓN DEL MODELO	127
7.1	Descripción del trabajo de campo para obtención de parámetros geotécnicos	130
7.1.1	Recopilación de información.....	130
7.1.2	Diseño de la exploración.....	130
7.1.3	Obtención de muestras y ensayos de laboratorio	131
7.1.4	Ponderación de parámetros.....	134
7.1.5	Correlación de parámetros geotécnicos e hidrológicos.	142
8	ANÁLISIS DE RESULTADOS DEL MODELO HIDROLÓGICO CONTÍNUO	147
8.1	Escenario 1. Modelación en la cuenca del Fluvial.....	148
8.2	Escenario 2. Modelación en la cuenca Olarte.....	159
9	CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	169
9.1	Conclusiones Generales.	169
9.2	Conclusiones Específicas.....	170
9.3	Recomendaciones para futuros desarrollos.....	173
	ANEXO 1.....	185
	DESCRIPCIÓN DE LOS MÉTODOS DE EVAPOTRANSPIRACIÓN POTENCIAL UTILIZAR.	185
	MÉTODO DE BALANCE ENERGÉTICO.....	185
	MÉTODO DE JENSEN-HAISE (1990)	185
	MÉTODO DE BLANEY CRIDDLE (1950).....	186
	MÉTODO DE THORNTHWAITE (1948)	186
	MÉTODO DE HARGREAVES MODIFICADO. (1950).....	187
	MÉTODO DE CHRISTIANSEN	187
	MÉTODO DE FAO-PENMAN-MONTEITH (1976).	189
	ANEXO 2.....	193
	SIMULACIONES ESCENARIOS HIDROLÓGICOS CUENCA OLARTE.	193
	ANEXO 3.....	199

<i>SIMULACIONES ESCENARIOS HIDROLÓGICOS CUENCA DEL FLUVIÁ.....</i>	<i>199</i>
<i>ANEXO 4.....</i>	<i>205</i>
<i>LLUVIA AISLADA PARA SIMULACIÓN CUENCA DEL FLUVIÁ.</i>	<i>205</i>

LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1. Ejemplo de malla no estructurada formada por elementos triangulares.....	30
Figura 3.1 Esquema conceptual del Modelo Hidrológico Continuo.....	35
Figura 3.2. Esquema general de los procesos involucrados en la modelización hidrológica continua.....	37
Figura 3.3. Representación generación de flujo base.....	38
Figura 3.4. Esquema general de celdas de aportación y de río.....	39
Figura 3.5. Parque Nacional de Doñana, 18 de septiembre de 2007 (Almonte, Huelva). Dede Soto Grande en la Madre de las Marismas del Rocío durante las primeras presencia salpicada de caballos paciendo. Fotografía de Héctor Garrido. (Fuente de texto y fotografía: Garrido, H. y García, J. M. (2009) <i>Armonía fractal de Doñana y las marismas</i> . Agencia Andaluza del Agua, Consejo Superior de Investigaciones Científicas y Lunwerg Editores.	46
Figura 3.6. Visualización del estado Pre y Post modelación de la ETP en la zona y periodo de estudio. Método de Thornwaitte.....	52
Figura 3.7. Visualización del estado Pre y Post modelación de la ETP en la zona y periodo de estudio. Método de Hargreaves.....	52
Figura 3.8. Visualización del estado Pre y Post modelación de la ETP en la zona y periodo de estudio. Método de Christiansen.....	53
Figura 3.9. Visualización del estado Pre y Post modelación de la ETP en la zona y periodo de estudio. Método de Penman Montheit FAO.....	53
Figura 3.10. Visualización del estado Pre y Post modelación de la ETP en la zona y periodo de estudio. Método de Blaney Criddle.	54
Figura 3.11 Visualización del estado Pre y Post modelación de la ETP en la zona y periodo de estudio. Método de Balance de Energía.	54
Figura 3.12 Visualización del estado Pre y Post modelación de la ETP en la zona y periodo de estudio. Método de Jensen-Haise.....	55
Figura 3.13 Esquema de modelo CHM, basado en el modelo de Thomas.....	59
Figura 3.14 Esquema explicativo de funcionalidad de transporte subterráneo en el modelo CHM	69
Figura 4.1. Posibles estados de una celda en función de su nivel de agua y proximidad a otras celdas secas o mojadas.	73
Figura 4.2. Representación de la tolerancia seco-mojado.	74
Figura 4.3. Representación esquemática del fondo para tratamiento seco-mojado.	75
Figura 4.4. Distintas situaciones de niveles de agua entre dos celdas adyacentes.	75

Figura 4.5. Variabilidad del coeficiente de Mannings sectorialmente debido a las diferencias en calados (Cuenca del río Fluvià, Cataluña, modelación bidimensional, caso estudio lluvia intermitente (0 a 20 mm/h); Fuente: autor).	84
Figura 4.6. Malla no estructurada de un escenario con zonas aportantes y aportadas	87
Figura 4.7 Representación comparativa de mallas estructuradas y no estructuradas respecto al error cordal.	88
Figura 4.8. DEM de malla con condición para utilizar “Fill sinks”. Fuente: Jenson, S.K. and J. O. Domingue, 1988.	89
Figura 4.9. Escenario sin lluvia.	92
Figura 4.10. Escenario de lluvia móvil dirección oeste -este	93
Figura 4.11. Representación celda a celda del traslado de lluvia móvil para adaptación en el esquema de volúmenes finitos	93
Figura 4.12. Visualización general de la interfaz referente a procesos hidrológicos dentro de Iber.	96
Figura 4.13. Visualización Proceso “Vegetation Manning”	96
Figura 4.14. Visualización del menú de lluvia en opción “Raster”	97
Figura 4.15. Bosquejo de la no estructurada discretización finitos volumen utilizado en el solucionador, mostrando las variables geométricas utilizadas para calcular el flujo entre las células Ci y Cj.	100
Figura 4.16. Simulaciones con o sin esquema desacoplado para diferentes rugosidades	102
Figura 4.17. Caso cuenca Fluviá sin esquema desacoplado. Duración un día	103
Figura 4.18. Caso cuenca Fluviá con esquema desacoplado. Duración un día	103
Figura 5.1. Fuente: Agencia Catalana del Agua. Hipsometría y localización Cuenca del Fluviá, Cataluña.	106
Figura 5.2. Cuenca y elementos de malla generados por su topografía. Cuenca del Fluviá, Cataluña. Malla del DTM de la zona presenta 2427 elementos de manera estructurada.	107
Figura 7.1. Permeabilidad in situ.	134
Figura 7.2. Microcuencas y puntos de exploración.	135
Figura 7.3. Estaciones de precipitación.	136
Figura 7.4. Algebra de mapas empleado para cálculo de Caudal por SCS. uso-geología.	137
Figura 7.5. Inclusión de los datos de precipitación en la base cartográfica.	138
Figura 7.6. Hidrograma de calibración para una de las microcuencas.	142
Figura 8.1. Río Fluviá a la altura de Garrigás. Fuente: Agencia Catalana del Agua. Estudio Morfodinámico del río Fluviá.	151
Figura 8.2. Estaciones de precipitación y caudal seleccionadas para simulaciones de caso estudio Cuenca del Fluviá.	153

Figura 8.3. Localización Cuenca Olarte, Colombia.	160
Figura 8.4. Estaciones de Precipitación y caudal seleccionadas para simulaciones de caso estudio Cuenca de Olarte.....	163

LISTA DE TABLAS

Tabla 2-1 Algunos Modelos Agregados Y Distribuidos De Referencia Mundial.	22
Tabla 3-1. Datos Climatológicos a usar por los modelos de ET, para la zona y periodo de referencia.	48
Tabla 3-2. Información de Lluvia para la zona del Lucio de los Ánsares. Estación DO5 Vetalegua, periodo de estudio.....	49
Tabla 3-3. Información necesaria de acuerdo al método de ETP.	50
Tabla 3-4 Resumen general de datos de ET obtenidos por los diferentes métodos tomando como punto de comparación el dato medido de pérdida por ET en la estación Ánsares.....	56
Tabla 3-5 Datos de viento Estación DO2 Ánsares, periodo Octubre 2008.....	57
Tabla 3-6. Asignación de zonas aportadas y aportantes.....	70
Tabla 6-1. Escenarios de sensibilidad para el parámetro A	115
Tabla 6-2. Escenarios de sensibilidad para el parámetro B.....	117
Tabla 6-3. Escenarios de sensibilidad para el parámetro C.....	118
Tabla 6-4. Escenarios de sensibilidad para el parámetro D	119
Tabla 6-5. Escenarios de sensibilidad para el parámetro St_0	119
Tabla 6-6. Escenarios de sensibilidad para el parámetro Gt_0	120
Tabla 7-1. Resultados de los ensayos de laboratorio.....	132
Tabla 7-2. (Continuación). Resultados de los ensayos de laboratorio.	133
Tabla 7-3. Precipitación ponderada microcuenca La Nutria.	136
Tabla 7-4. Caudales de escorrentía.	139
Tabla 7-5. Método Thomtwaite para el cálculo de la evapotranspiración.	140
Tabla 7-6. Datos de entrada modelo Thomas.....	140
Tabla 7-7. Cálculo de caudales simulados.....	141
Tabla 7-8. Parámetros geotécnicos e hidrológicos de las 15 microcuencas analizadas	143
Tabla 7-9. Correlación de Caudales de corriente (Modelo SCS) vs Caudales Simulados (Thomas)	144
Tabla 8-1. Información de Caudales medios diarios (m^3/s). Estación Olot. Cuenca del Fluvial.	151
Tabla 8-2. Información de Precipitación (mm) para las estaciones influyentes en la cuenca del Fluvial.	153
Tabla 8-3. Condiciones iniciales y parámetros de cálculo para simulaciones en la Cuenca del Fluvial.	154
Tabla 8-4. Resultados de Simulación para los casos propuestos. Cuenca del Fluvial	158
Tabla 8-5. Aporte de agua al Lago de Tota Fuente Hídrica Aporte (m^3 /sg). Fuente: Cámara Colombo- Alemana. 2000.	160

Tabla 8-6. Estaciones Hidroclimatológicas en la cuenca del Lago de Tota operadas por el IDEAM. Fuente IDEAM 2013.....	161
Tabla 8-7. Información de Precipitación (mm) para la estación Potrerito en la cuenca de Olarte.....	162
Tabla 8-8. Información de Caudal (m ³ /s). Estación Desaguadero. Cuenca de Olarte.....	163
Tabla 8-9. Condiciones iniciales para simulaciones en la Cuenca Olarte.....	164
Tabla 8-10. Casos de Simulación Cuenca Olarte	167

LISTA DE GRÁFICOS

Gráfico 3.1 Cota de agua y Lluvia para el periodo de interés. (Ramos, A, 2012)	47
Gráfico 4.1. Resultado gráfico de los diferentes modelos de cálculo de rugosidad ante variabilidad de calado.	79
Gráfico 4.2. Evolución temporal de la rugosidad de Manning y el calado.....	85
Gráfico 4.3 Evolución temporal de calado	86
Gráfico 4.4 Evolución temporal de la rugosidad	86
Gráfico 4.5 Generación de caudal en Iber , caso Peñitas (UNAM), sin “Fill Sinks” (Izquierda) y Generación de caudal en modelo propio UNAM(MPE), semejante a caudal observado en Estación (derecha).	91
Gráfico 4.6. Respuesta de caudal ante cambios en el tratamiento de malla corregida en depresiones...91	
Gráfico 4.7. Respuesta de caudal ante diferentes direcciones de lluvia.....	94
Gráfico 5.1. Comparación de simulación mensual con CHM y sin CHM	107
Gráfico 5.2. Generación de Caudal con flujo subterráneo vertical y sin flujo horizontal subterráneo....	108
Gráfico 5.3. Generación de Caudal con flujo subterráneo vertical y horizontal.	109
Gráfico 5.4. Generación de Caudal con flujo vertical de infiltración y recarga pero sin transporte horizontal subterráneo	109
Gráfico 5.5 Generación de caudal con secado hidrológico y umbral de 1 mm.....	110
Gráfico 5.6 Generación de caudal con secado hidrológico y umbral de 1 cm.	110
Gráfico 5.7 Simulación con secado hidrológico.....	111
Gráfico 5.8 Simulación sin secado hidrológico.....	111
Gráfico 5.9 Simulación con el esquema de Roe en escenario hidrológico.	111
Gráfico 5.10 Simulación con esquema desacoplado en escenario hidrológico.	111
Gráfico 5.11. Hidrograma de salida. Cuenca Rasa del Molí, Solivella. Fuente: Pujal, M, 2012.....	112
Gráfico 6-1. Parámetro a, caso 1	121
Gráfico 6-2. Parámetro a, caso 2	121
Gráfico 6-3. Parámetro a, caso 3	121
Gráfico 6-4. Parámetro a, caso 4	121
Gráfico 6-5. Parámetro a, caso 5	121
Gráfico 6-6. Parámetro b, caso 1	122
Gráfico 6-7. Parámetro b, caso 2	122
Gráfico 6-8. Parámetro b, caso 3	122
Gráfico 6-9. Parámetro b, caso 4	122
Gráfico 6-10. Parámetro b, caso 5	122

Gráfico 6-11. Parámetro c, caso 1	123
Gráfico 6-12. Parámetro c, caso 2	123
Gráfico 6-13. Parámetro d, caso 1	124
Gráfico 6-14. Parámetro d, caso 2	124
Gráfico 6-15. Parámetro d, caso 3	124
Gráfico 6-16. Parámetro d, caso 4	124
Gráfico 6-17. Parámetro Gt_0 caso 1	125
Gráfico 6-18. Parámetro Gt_0 , caso 2	125
Gráfico 6-19. Parámetro St_0 caso 1	125
Gráfico 6-20. Parámetro St_0 caso 2	125
Gráfico 7-1. (a y b). Correlaciones de parámetros de Thomas con parámetros geotécnicos (e: relación de vacíos; n: porosidad)	144
Gráfico 7-2. Variación de parámetros a y b en función de la permeabilidad P.	145
Gráfico 7-3. (a y b). Variación de parámetros a y b con la permeabilidad	146
Gráfico 8.1. Precipitación y Caudal para Simulaciones en la Cuenca del Fluvial.	155
Gráfico 8.2. Caso sin Modelo CHM ni modelo de infiltración	155
Gráfico 8.3. Caso sin Modelo CHM y modelo lineal de pérdidas (con índice ϕ , sin abstracción inicial) (ϕ en mm/h)	156
Gráfico 8.4. Información climatológica utilizada para la Cuenca Olarte	162
Gráfico 8.5. Simulaciones en la Cuenca Olarte sin aplicación de modelo CHM y aplicando pérdidas lineales.	165

LISTA DE SÍMBOLOS

MATRIZ DE COEFICIENTES	
Matriz jacobiana del vector de flujo	\mathbf{F}
Vector de variables de flujo	\mathbf{U}
Término independiente que representa las fuentes o sumideros, en la forma vectorial y conservativa de las ecuaciones de Saint Venant.	H
Componentes vectoriales de velocidad en las ecuaciones de Saint Venant.	h, u, v
Componentes vectoriales de la pendiente de fondo en las ecuaciones de Saint Venant.	S_{ox}, S_{oy}
Componentes vectoriales de la pendiente motriz en las ecuaciones de Saint Venant.	S_{fx}, S_{fy}
Entradas y pérdidas hidrológicas en la adaptación de las ecuaciones de Saint Venant dentro del modelo.	I-L
En el flujo numérico, es el índice correspondiente a cada cuerpo de elemento	w
Número de lados en cada elemento en el flujo numérico.	i, N_i
Valores propios, y los vectores propios de la aproximación de Roe en flujo jacobiano	$w, \tilde{\lambda}_k, \tilde{e}_k, w,$
Flujo numérico a través de los lados o paredes del volumen finito	$\mathbf{F}_{2D,i,w}^*$
Coeficiente de fuerte de onda	$\tilde{\alpha}_k$
Estados promedio de las variables conservativas	$\tilde{u}_k, \tilde{v}_k, y \tilde{c}_k$
Expresión numérica fuente del volumen finito relacionada con los efectos de la pendiente de fondo y la rugosidad.	H^*
Tolerancia seco-mojado	ϵ_{wd}
Umbral de referencia para manning variable	α
Longitud del volumen finito	L
Celeridad de la onda de flujo.	C
Cantidad de agua disponible (Modelo de Thomas)	w_t
Oportunidad de Evapotranspiración (Modelo de Thomas)	y_t
Precipitación en instante de tiempo actual	P_t
Evapotranspiración en instante de tiempo actual	E_t
Infiltración en instante de tiempo actual	I_t
Escurrimiento superficial en instante de tiempo actual.	R_{ot}
Contenido de humedad en zona subsuperficial en instante de tiempo actual	S_t
Contenido de humedad en zona subsuperficial en instante de tiempo anterior	S_{t-1}

Recarga al acuífero en instante de tiempo actual	R_{gt}
Almacenamiento de agua en acuífero en instante actual.	G_t
Almacenamiento de agua en acuífero en instante anterior.	G_{t-1}
Caudal superficial total en instante actual.	Q_t
Propensión a producirse encharcamiento superficial antes de que el suelo esté totalmente saturado.	a
Límite superior de la suma de la evapotranspiración real y el almacenamiento de humedad del suelo.	b
Coeficiente que define la cantidad de agua a infiltrarse a zona de recarga.	c
Fracción del almacenamiento subterráneo que se incluye como flujo base.	d
Lámina de agua o calado de agua existente por encima del terreno h. Para poderlo tener en cuenta, éste se suma al agua disponible en el término W (del modelo de Thomas).	h_{enct}
Máxima tasa de infiltración dependiendo del terreno por cada instante de tiempo.	t_{maxinf}
Área del volumen finito en el desarrollo de las ecuaciones de Saint Venant.	V
Pendiente de fondo en la ecuación de onda difusiva.	I_o
Pendiente motriz en la ecuación de onda difusiva.	I_f
Coeficiente de Manning	n
Radio Hidráulico en la ecuación de onda difusiva.	R
Calado o lámina de agua en instante posterior	h^{n+1}
Calado o lámina de agua en instante actual	h^n
Incremento en instante de tiempo	Δt
Longitud del volumen finito	ΔX
Tolerancia secado-mojado	$\varepsilon \omega d$
Cota de fondo de la celda	Z_{bi}
Altura de lámina de agua en instante de tiempo	h_i
Número de Froud y Velocidad de Flujo.	F, V
Altura de flujo en cálculo de Manning variable.	d
Pendiente de fondo en el cálculo de Manning variable	j
Viscosidad cinemática en cálculo de Manning variable	v
Altura de Vegetación	T
Tamaño de grano que pasa el Tamiz 84	d84
Rugosidad de Manning variable	n_h

1 INTRODUCCIÓN

1.1 Justificación y marco general de la investigación

Esta investigación está enmarcada en una base de modelización numérica. Retomando uno de los muchos conceptos de modelización teórica científica, “El proceso de modelización consiste en la representación de un fenómeno F mediante la construcción de un modelo M , por parte de un científico C , a partir de los datos experimentales D , y con la ayuda de una serie de enunciados teóricos considerados verdaderos T , o, alternativamente, de un conjunto de hipótesis H .” (Calvo, David, 2006). En hidrología, el fenómeno en estudio sería pues el ciclo hidrológico. El modelo ideal sería el que describiera el ciclo de manera más completa posible, con unas tesis teóricas definidas por sub modelos ya establecidos, con métodos de cálculo de infiltración, evapotranspiración o escorrentías, cada uno basado en sus propias hipótesis, reforzados con propuestas que enunciaremos posteriormente.

La base de la modelación hidrológica actual, comenzó hace más de tres siglos, cuando Pierre Perrault (1674) concluyera en base a mediciones de precipitación y aforos en el Sena que la cantidad de lluvia era 6 veces mayor a la escorrentía producida (Gómez, M, et al, 2006). Posteriormente en 1687 el astrónomo Halley estudió la evaporación y concluyó que el mediterráneo experimentaba mayor volumen de agua evaporada que la recibida por los ríos. Y aunque en la antigüedad, filósofos como Descartes o científicos como Kepler definían el ciclo hidrológico al revés de cómo lo conocemos actualmente, imaginando el agua infiltrándose de los océanos a grandes cavernas profundas de donde por el calor subían hasta las altas montañas, dando origen al nacimiento de ríos y manantiales, posteriormente, otros como el arquitecto Vitruvio y Leonardo Da Vinci, se lo imaginaron tal y como se conoce actualmente, y dieron pie al estudio de los recursos hídricos y su influencia en la actividad humana.

La evaluación de los recursos hídricos es de gran importancia para la planificación hidrológica, y en nuestros días aún está sujeta a incertidumbres importantes. La estimación cuantitativa y cualitativa de parámetros hidrológicos en cuencas hidrográficas, se hace muy complicada y costosa al tratarse de manera directa por medio de mediciones y tomas reales. La estimación de caudales y de zonas con riesgo de inundabilidad, se convierten en los temas principales de la ingeniería hidrológica actual, obedeciendo a la premisa de ver el agua como "recurso" y como "riesgo". Estos factores hacen que se deba recurrir a la simulación matemática del ciclo hidrológico y reconstruir el régimen natural a partir de datos meteorológicos, características físicas de las cuencas y datos registrados en las estaciones de aforo. Al simular el ciclo hidrológico, estos modelos pueden proporcionar también información sobre recargas al acuífero, separación de la aportación total en superficial y subterránea, salidas subterráneas al mar o a un río, o índices de evapotranspiración de una región cualquiera, información que ayuda a caracterizar mejor las zonas de interés.

Actualmente, el equilibrio mundial y la economía a gran escala dependen de la optimización constante en producción agrícola o uso racional de los suelos, por lo que su buen aprovechamiento y conservación asegura buenos rendimientos a largo plazo. Esto se logra con una correcta estimación del balance hidrológico a través de la repartición de la precipitación entre evapotranspiración, escorrentía y recarga de los acuíferos. Además, la combinación de un modelo hidrológico con un eficiente modelo hidráulico podría contribuir a la resolución de gran variedad de problemas de ingeniería hidráulica y dinámica fluvial, como delimitación de zonas inundables, diseño de encauzamientos y estructuras hidráulicas, estabilización de márgenes, estudios de rotura de presa, proyectos de rehabilitación de ríos, o determinación del riesgo asociado a episodios extraordinarios de lluvia (Bladé, E, Gómez, M, 2006). De igual manera, a partir de una correcta modelación hidrológica se puede estimar la cantidad de agua necesaria para la optimización de una zona productiva, teniendo como base la evapotranspiración potencial (ETP), o la determinación de flujos base.

A pesar de que se considera a la evapotranspiración como el segundo término en importancia de un balance hidrológico (después de la precipitación), o incluso el más relevante en regiones áridas y semiáridas, en la actualidad no existe una metodología para medirla a escalas mayores. Aunque redes de medida de flujos como la FLUXNET

(Baldocchi, D, et al, 2001) dan medidas en continuo de la evapotranspiración real, sus resultados no son directamente utilizables a escala de cuenca al ser necesario extrapolarlos espacialmente (Beven, K, 1979). Por estos motivos la práctica más común en hidrología es determinar la evapotranspiración real por medio de la modelación hidrológica a partir de medidas de precipitación y caudal, siendo éste un procedimiento muy aceptable siempre y cuando se mantenga un criterio objetivo en el momento de escoger el método de cálculo a emplear en el cálculo de la evapotranspiración potencial (ETP).

De cualquier manera es importante mencionar que un modelo hidrológico ideal sería aquel que no sólo tiene en cuenta procesos aislados de precipitación, escorrentía, infiltración y evapotranspiración, sino aquel que logra reunir todos estos parámetros e involucrarlos en el concepto de ciclo, un ciclo cerrado que conforma lo que conocemos con el nombre de balance hídrico. Un alto grado de incertidumbre se generaría en el caso de considerar a las pérdidas por infiltración estrictamente como "pérdidas", es decir un volumen de agua que desaparece del ciclo. En realidad la infiltración haría parte de un ciclo cerrado, que hace parte del balance hídrico completo, por lo que no se le puede considerar una pérdida en el sistema, de ahí la importancia de un modelo que contemple y garantice ese ciclo, o modelo hidrológico completo. Y cuál sería la ganancia en un modelo hidrológico completo?. En términos hidrológicos, se ganaría la contemplación de otros procesos, como la generación de flujo base, o la evaluación de los recursos almacenados en los acuíferos. El flujo base se obtiene a partir de aportes sub superficiales o subterráneos, de esta manera, un modelo que no sólo contemple recarga de acuíferos, sino potenciales transportes subterráneos que nutran las redes de drenaje aguas abajo, puede contemplar la generación de esta importante variable hidrológica.

De esta manera, y a través la descripción física de los procesos hidráulico-hidrológicos mediante la aplicación de las ecuaciones completas de Saint Venant a través de la ecuación de continuidad y cantidad de movimiento o las de balance hidrológico, se puede garantizar un modelo que aproxime a la realidad la cuantificación de los procesos que describen la caracterización de flujo a través de una zona específica o una cuenca de estudio. Sin embargo, la obtención de sus términos es normalmente complicada, principalmente por la falta de medidas directas y por la variación espacial de la evapotranspiración, de las pérdidas profundas (a acuíferos) y de las

variaciones del agua almacenada en una cuenca en procesos como la evapotranspiración. El mejoramiento continuo de estas mediciones de parámetros climáticos, base para la modelación hidrológica, hace de ésta, cada día una mejor herramienta de decisión y gestión. A su vez, la conceptualización de un modelo hidrológico distribuido que permita la descripción del ciclo hidrológico completo dentro de un volumen de control dado por una zona superficial, una sub superficial y una subterránea, complementada con la descripción numérica hidráulica completa mencionada anteriormente, genera una importante representatividad y aporte en el modelo hidráulico-hidrológico que se plantea en esta investigación, que se pretende que sea una herramienta de utilidad para la comunidad académica pero también de utilidad práctica.

Los modelos hidrológicos tratan de reproducir el fenómeno lluvia-escurrimiento en una cuenca y se pueden clasificar de manera general en globales (o agregados) y distribuidos. Los modelos globales consideran básicamente a la precipitación y a las características físicas de la cuenca como un "promedio" en toda una cuenca, o como mucho en un número limitado de subcuencas. En cambio, los modelos distribuidos sí toman en cuenta la variación espacial de la precipitación y de las características físicas de la cuenca mediante una discretización espacial fina. Ésta se realiza dividiendo o discretizando la cuenca en una malla de subcuencas, o como en este caso, a nivel de celdas de elementos o volúmenes finitos. Iber constituye un modelo numérico de simulación hidráulica bidimensional para flujo no permanente en lámina libre (Bladé, E. et al., 2014) que se toma como punto de partida para el presente trabajo, y permitirá la implementación de módulos que describan de manera adecuada la realidad hidrológica, y por ende respuestas acertadas en cuencas de estudio, módulos que se estudiaron en esta investigación.

1.2 Objetivos

Este estudio se deriva de los objetivos principales presentados en la Propuesta de Tesis Doctoral avalada, y son los siguientes:

- Verificar la funcionalidad de los esquemas hidrodinámicos bidimensionales basados en el método de los volúmenes finitos para la simulación del proceso de transformación lluvia caudal a escala de cuenca
- Desarrollo de nuevos submódulos que mejoren la caracterización hidrológica de una cuenca e incluyan la mayor parte de los procesos involucrados.

Objetivos específicos:

- Comprobar el rendimiento del método de los volúmenes finitos para la resolución de las ecuaciones de Saint Venant bidimensionales en su uso en la modelización conjunta hidráulica - hidrológica a escala de cuenca, contemplando como entrada la precipitación y como pérdidas los procesos de infiltración y evapotranspiración.
- Desarrollar un módulo para la simulación de los procesos hidrológicos involucrados en la modelización hidrológica a largo plazo, como el flujo subsuperficial, la transferencia del agua infiltrada a las capas inferiores del suelo(acuífero) y la posterior aportación de las mismas a la red de drenaje.
- Estudiar e implementar la movilidad de la lluvia y sus efectos en la respuesta hidrológica de cuencas para modelos hidrodinámicos 2D en volúmenes finitos. Estudiar e incluir un código en la herramienta Iber que represente pérdidas del tipo SMA (Soil moisture Accounting) y la subsecuente aportación al río, para caracterizar mejor los procesos hidrológicos a largo plazo.
- Estudiar la conveniencia de la utilización de las ecuaciones completas de Saint Venant a diferentes escalas de trabajo y de la bondad de algunas aproximaciones habituales en simulaciones hidráulicas cuando se emplean en un ámbito hidrológico.

Objetivos adicionales:

- Evaluar algunos métodos alternativos de cálculo en la transformación lluvia escorrentía, que se puedan implementar con un esquema en volúmenes finitos, tipo onda cinemática, o balance hídrico, sin diluir la calidad de las simulaciones.

- Probar métodos mixtos, combinando sectorialmente ecuaciones completas y simplificadas de Sant Venant de acuerdo a condiciones morfométricas de la cuenca.
- Estudiar y profundizar en el comportamiento de distintos métodos de secado-mojado.
- Estudiar y profundizar el comportamiento de los términos de fricción tanto a nivel hidrológico distribuido, como a nivel de discretización espacial distribuida.

1.3 Descripción del documento

El presente documento presenta los desarrollos realizados durante la realización de la tesis doctoral *Modelación hidrológica distribuida basada en esquemas de volúmenes finitos*. En primera instancia y durante los tres primeros capítulos, se contextualiza el concepto de Modelización hidrológica distribuida, respecto a la agregada, y se explica la adaptación numérica teórica a nivel de esquemas de volúmenes finitos, teniendo como referencia la implementación de los submodelos de transferencia de flujo horizontal y vertical (Explicación del modelo de Thomas). Se describe la forma como se tiene en cuenta el proceso de evapotranspiración y su importancia dentro del modelo, y los diferentes métodos involucrados.

En el capítulo 4 se tratan todas las incorporaciones necesarias en el modelo para obtener una eficiencia necesaria y realismo en los diferentes frentes de un ciclo hidrológico continuo dentro del modelo. Allí se explican los desarrollos de lluvia móvil, tratamiento del proceso secado mojado, rugosidad variable, y tratamiento de la topografía y mallado.

En los capítulos 5, 6 y 7 se tratan los temas referentes a la sensibilidad del modelo, funcionamiento ante diferentes escenarios hidráulicos e hidrológicos y lo que se refiere a procesos de calibración y validación.

En el capítulo 8 se discute y muestran los resultados de funcionamiento general del modelo en 2 escenarios reales planteados, y se concluye en el capítulo 9.

2 MODELIZACIÓN HIDROLÓGICA

2.1 Introducción

Los fenómenos hidrológicos que actúan en una cuenca, se pueden estudiar a través de modelos que logren simplificar y representar de la mejor manera posible el ciclo hidrológico (Pizarro, R, 2005). Así, los modelos matemáticos representan un sistema hidrológico (basado en el ciclo hidrológico) a través de relaciones lógicas y cuantitativas, que de acuerdo a la flexibilidad del modelo, pueden modificarse y verificar la respuesta de este. Normalmente la finalidad de estos modelos es generar caudales de aportación de una cuenca en un punto de salida de ésta, a partir de sus parámetros representativos, fundamentalmente precipitaciones y evapotranspiraciones, así como los índices de infiltración correspondientes. Los análisis probabilísticos y estocásticos de estas variables, en muchos casos ayudan a dimensionar mejor diferentes escenarios en la respuesta hidrológica de cuencas. El avance de los últimos años en computación, la masificación de los sistemas de información geográfica (SIG), así como fenómenos como el calentamiento global y la necesidad en la optimización agronómica, han permitido e impulsado el detallamiento y mejoramiento de los modelos, tanto en tiempo, como en espacio, tema que se tratará más adelante.

Los primeros modelos hidrológicos consideraban una cuenca espacialmente homogénea en sus características físicas, tanto superficiales como subsuperficiales, sin tener en cuenta su distribución dentro de ella (Behnaz, K, et al, 2009), estos modelos se les conoce como modelos agregados. Allí los parámetros utilizados en este tipo de modelos representan un promedio de la cuenca que representan, de esta manera por ejemplo la precipitación como dato de entrada en el modelo, será una precipitación areal. Partiendo de ello es fácil asumir que estos modelos son utilizados (ya que aún son útiles) en cuencas no muy grandes o con características morfométricas muy homogéneas (Zhang, Q, et al, 2005). Entre 1933 y 1940, algunos trabajos realizados por

R.E. Horton enfatizaron que la escorrentía superficial se ve afectada directamente a partir de la capacidad de infiltración del terreno. Posteriormente, otros autores (Philip, J, 1957), trabajaron en expresiones que seguían en el tiempo el proceso de infiltración, y se consideró que el exceso de precipitación respecto a la infiltración era el origen de la escorrentía superficial y de los picos de avenidas. Similar había sido el estudio realizado anteriormente por Green Ampt en 1911, partiendo de la idea que el suelo en un modelo hidrológico debe tener un contenido de agua inicial, lo que complementa Philip en 1957 diciendo que este contenido de humedad inicial es un factor regulador de la capacidad de infiltración.

Otros autores por lo contrario (Kirkham, 1947), aseguraban que las crecidas en un río podían presentarse después de eventos fuertes de lluvia pero con poca escorrentía superficial, lo cual obedecía seguramente a flujos subterráneos, y esto indujo con posterioridad a estudios más detallados en el tema de elementos porosos. Hacia 1940 y 1950, Thornwaitte y Mather, desarrollaron los primeros modelos determinísticos de balance hídrico, los cuales sólo eran función de dos parámetros (Precipitación y pérdidas dadas por evapotranspiración y agua percolada a drenaje profundo), con el fin de satisfacer las necesidades de predicción en periodos de sequías. Palmer en 1965 propuso el primer modelo donde detallaba más el espacio del subsuelo, y dividió la zona de almacenamiento subsuperficial y subterránea en dos correspondientes zonas.

Posteriormente, Thomas, en 1981 (Thomas, H (1981), Thomas, H. (1983, et al)), propuso su modelo abcd detallando a través de 4 parámetros (como su nombre lo indica) las características principales de funcionalidad del suelo y subsuelo y describiendo de manera muy aproximada la aportación de caudales a la salida de una cuenca. En 1984 nace el modelo HSPF (Johnson, M, et al, 2003) , y con él una primera combinación entre un modelo hidrológico de cuenca (incluida la hidráulica de la corriente) con la modelación de calidad de agua de ésta. En los 90's, muchos modelos de balance hídrico fueron desarrollados, para el estudio del impacto en el cambio climático, y en el 2001, se examinó el proceso de control de balance hídrico a nivel de escala anual, mensual y diario, y concluyó que en climas semiáridos, las cuencas demandan un detallamiento mayor en la variabilidad de escalas espaciales y temporales, así como distribución de tipo de suelos y cobertura vegetal, para la optimización en el cálculo de las correspondientes escorrentías a la salida de ellas (Galvínco, J, et al , 2006).

La hidrología superficial se puede ver desde distintos focos de acuerdo a la escala temporal y espacial que sea tratada, dependiendo de las metas y objetivos del modelo. Algunos modelos se usan para predecir los totales mensuales de escurrimiento, mientras que otros están orientados a las tormentas individuales. Cuando se manejan escalas temporales muy pequeñas, algunos parámetros climáticos que entran en un balance hídrico pueden obviarse debido a su insignificancia temporal, como es el caso de la evapotranspiración, o incluso la infiltración, si se trata de suelos más tendientes a lo arcilloso.

En estos casos los modelos de transformación lluvia-escorrentía y los modelos hidráulicos toman mucha fuerza, pero si el caso es diferente, y la escala temporal es mucho mayor o se trata de un espacio no unidimensional, parámetros más detallados del tipo de suelo y de clima empiezan a tomar fuerza.

Más adelante se tratará sobre la escala de los modelos, pero antes de ello se abordará el tema de los modelos hidrológicos utilizados en la actualidad, las diversas clasificaciones y finalmente el salto a la modelación distribuida, la cual, como tema, produce muchas discusiones por parte de diferentes autores respecto a su validez y representación de la realidad, como se verá posteriormente.

La hidrología de cuencas, como se ha mencionado anteriormente, se ha estudiado de muchas formas. De esta manera, los diferentes modelos desarrollados han presentado innumerables tipos y clasificaciones. La tradicional clasificación de modelos: *materiales* o *formales* (*físicos* o *matemáticos*) constituye la forma más general de identificarlos, donde el primero se trata de una representación a escala menor del prototipo real y el segundo es una abstracción matemática de una situación idealizada del prototipo original, que también suelen llamarse modelos computacionales.

Los modelos materiales de cuenca son de alto costo y aplicabilidad limitada, mientras los modelos computacionales normalmente son disponibles (de dominio público o de pago), flexibles, y normalmente la herramienta preferida en el modelado de cuencas. A partir de allí, los modelos matemáticos en hidrología describen cada punto o fase del ciclo hidrológico y pueden ser de distintos tipos: determinísticos, probabilísticos, conceptuales, paramétricos, agregados o distribuidos, continuos o discretos. Los modelos determinísticos dependen de variables normalmente medidas in situ, y los

resultados son puntuales, pero tienen limitaciones en el momento de reproducir resultados en cortos espacios de tiempo.

Los modelos probabilísticos, por el contrario, siguen leyes de probabilidad y pueden ser a su vez estadísticos o estocásticos. Los modelos estadísticos trabajan a partir de datos observados, mientras los modelos estocásticos tratan el azar de acuerdo a las características hidrológicas de la cuenca.

Los modelos conceptuales normalmente recaen en descripciones matemáticas de gran rigor para describir de la manera más cercana los procesos, por esto normalmente sustituyen los modelos determinísticos. Los modelos paramétricos o empíricos son los más simples en las propuestas de modelado, y se basan en parámetros empíricos en los que se basa la solución, dependen de unos datos de entrada en el modelo, y ante la imposibilidad práctica de establecer o escoger un modelo conceptual, determinístico o probabilístico, estos modelos pueden representar una buena aproximación de acuerdo a las circunstancias locales. Por otro lado, existen modelos lineales y no lineales. La elección de modelos lineales o no lineales tiene motivos prácticos. La linealidad en la descripción matemática del proceso hidrológico puede ser práctica pero falta de detalle, por ende el modelador debe ser muy precavido de tener claro el nivel de profundidad en la calidad de la simulación (Ponce, V, 1989).

2.2 Modelización hidrológica agregada y distribuida

Los modelos hidrológicos pueden ser *agregados* o globales y *distribuidos*. En los modelos agregados los parámetros no varían espacialmente dentro de la cuenca, y por ende, sus valores son promedios representativos (Bandaragoda, C, et al, 2004). El término *agregado* proviene de *agregar* información de una escala a otra. Por ello, la respuesta de la cuenca se evalúa sólo a la salida, sin tener en cuenta lo que sucede en sus subcuencas. Sin embargo, cuando las respuestas de estas subcuencas son utilizadas en la entrada de otra, aguas abajo, mediante un tránsito de flujo determinado, se induce un nuevo término usado en hidrología recientemente y es el de modelo *semidistribuido* (Olivares, A, et al, 2004), (Khakbaz, B, et al, 2009). El avance de la computación y de los sistemas de información Geográfica (GIS), ha impulsado el

desarrollo de los modelos distribuidos, que permiten que los parámetros varíen espacialmente en la cuenca, realizando los cálculos en elementos pequeños a través de los cuales se discretiza, permitiendo un modelado de características, como por ejemplo abstracciones de lluvia, con variabilidad espacial. La fiabilidad del resultado dependerá del grado de detalle en cuanto a tamaño de celda y parámetros utilizados de acuerdo a esta escala (Johnson, M, 2003). A su vez, los modelos distribuidos tienen la particularidad de ser a su vez modelos continuos, ya que permiten análisis en cualquier punto de la cuenca o sus subcuencas, en contraste a los modelos agregados. Tanto los modelos agregados como los distribuidos, según su naturaleza, tienen la propiedad de poder simular procesos continuos en el tiempo, o procesos aislados y puntuales. Este aspecto es algo que revela un mayor o menor grado de detalle en el modelo.

Los *modelos distribuidos físicamente basados* comenzaron su rápido desarrollo a partir de su primera divulgación a través del modelo de Freeze y Harlan en 1968. Desde allí su crecimiento ha sido vertiginoso apoyado a su vez por el desarrollo de GIS y el avance computacional. Desde la década de los 60's comenzó una serie de discusiones en contra (Beven, K, 1996) y a favor (Abbott, M, et al, 1986) de los modelos distribuidos. Lo hecho por Freeze y Harlan, describiendo pautas de flujo a través del suelo, así como la inclusión de la ley de Darcy y la ecuación de Richard para flujos no saturados en procesos hidrológicos, dio un direccionamiento histórico importante en la modelación hidrológica. Sin embargo, lo anterior era válido para escalas muy locales y no para el tamaño de elementos de grilla utilizados en la hidrología distribuida, que para épocas pasadas se traducían en píxeles de Kilómetros incluso.

Diferentes autores (Beven, K, et al, 1996), sugieren que las ecuaciones de los actuales modelos distribuidos son utilizadas bajo equivocadas bases hidrológicas y expresan que esencialmente los modos de medida de los parámetros necesarios en estos modelos no están adaptados para suministrar datos a este nivel de escala (Sokrat, N, 2004). También aseguraron que lo que se llama modelos distribuidos, realmente son modelos conceptuales agregados. Sin embargo Beven, de manera constructiva, también agregó que en los diferentes procesos hidrológicos, y con el fin de obtener una buena aproximación matemática a partir de información suficiente, podrían utilizarse las ecuaciones de Navier Stokes, teniendo como limitación importante la capacidad computacional. Sin embargo, y debido probablemente a que la mayor

demanda en modelación hidrológica son los valores de caudal, aún hoy en día es muy usado el método del hidrograma a pesar de su limitada representación en cuanto a características de la cuenca.

Beven asegura que lo mínimo que debe tener un modelo hidrológico es tener un resultado aceptable en predicciones de escurrimiento a través del tiempo y esto es muy fácil de lograr a partir de modelos no distribuidos, basados en técnicas de análisis de datos (Beven, 1986). Él también expresó que una diferencia importante de los modelos distribuidos es que hacen predicciones del estado interno de las variables a escala de elementos de malla, pero tienen muy pocas opciones de validación a partir de datos observados, y asegura que es muy difícil asegurar que los modelos distribuidos están basados en ecuaciones que describen correctamente la realidad hidrológica a escala de elemento de grilla (Sokrat, N, 2004).

El incremento en la capacidad computacional contribuye a la aproximación realística de los modelos distribuidos, pero debe tenerse en cuenta algo, y es que esto debe ir acompañado de mayor número de parámetros que acompañen el proceso. En este punto la parametrización se convierte en un nuevo problema que no depende de la capacidad computacional (Beven, K, 1985), (Refsgaard, J, et al, 1996). Respecto a esta cuestión, hay autores recientes que aseguran que el problema de parametrización de un gran número de parámetros y su correspondiente dificultad en el momento de la calibración, puede ser algo solucionable mediante la simplificación de estos por otros llamados superparámetros, que se encargan de caracterizar de forma más general el proceso hidrológico superficial (Pkhrel, P, et al, 2008). Esto se asemeja a lo mencionado por Beven, asegurando que es algo a lo que se venía recurriendo con la aproximación de los modelos distribuidos físicamente basados en ecuaciones de escala pequeña que son usadas para escalas mayores, justificando el cambio en base a parámetros efectivos, y que según él es un tema que debe ser revisado, a lo cual se sumó la posición de otros autores como R.B Grayson, en 1994, quien agregó que los modelos distribuidos no son una garantía de un concepto realístico. El debate ha dado mucho de qué hablar, y D.R Goodrich, el mismo año (1994), expuso que las generalizaciones de Grayson y Beven acerca de la modelación distribuida eran arrebatadoras e injustificables, y que habían tomado expectativas poco realistas para dar a conocer sus argumentos, que ni los propios usuarios de los modelos habían generado. Asegura que el rigor teórico que ellos exigen es

impresionante y que implican un grado de exactitud que no existe. También critica que ellos presentan un error en el contexto del que hablan del término "modelo", ya que existen diferencias entre el concepto de un modelo hidrodinámico y uno unitario, y sin embargo, ambos son modelos. Finaliza además expresando que no se es "no realista" por el hecho de tener un modelo que no supere la realidad (Goodrich, D, et al, 1994).

Estas discusiones fueron más recurrentes mientras la capacidad computacional brindaba pocas garantías en la modelación distribuida, sin embargo hoy en día, estas limitaciones se han reducido mucho, y la confianza de los modeladores hidrológicos cada vez es mayor. Las limitaciones dadas por Beven hace unos años, hoy en día son mínimas.

2.3 Descripción de algunos modelos distribuidos y no distribuidos.

Actualmente la cantidad de modelos comerciales y públicos a disposición es muy alta, y los usuarios pueden escoger su modelo a utilizar de acuerdo a las necesidades del estudio a realizar y a las limitaciones propias de cada modelo. La hidrología superficial demanda actualmente modelos que según las necesidades de modelación brinden confiabilidad en la aproximación de resultados. Es por ello que tener clara los requerimientos hidrológicos se convierte en un punto fundamental en el momento de realizar una gestión adecuada de los recursos Hídricos.

En muchos casos, no es necesaria la utilización de un modelo distribuido, ya sea por lo específico que se necesita o porque por ejemplo, la cuenca a analizar es muy homogénea y se requiere sólo de la aportación a la salida de esta. En estos casos, la utilización de modelos agregados, de fácil adquisición y programación se hace muy útil. Entre ellos se puede destacar el modelo Témez, el método Racional, o el modelo de abcd de Thomas cuyas características se muestran más adelante.

Entre los modelos distribuidos disponibles al alcance de cualquier usuario y de dominio público, se encuentran dos de amplia difusión: el HEC- HMS y el SWAT, aunque este último requiere de la plataforma de ARC GIS para su funcionamiento, ya que trabaja en base a álgebra de mapas. Entre los dos modelos anteriores existe una diferencia

notoria en cuanto al carácter hidrológico que plantean. Por una parte SWAT trabaja la hidrología con énfasis en horizontes temporales altos, y una de sus grandes utilidades está en la modelación de calidad de agua. Por otra parte, HEC HMS incorpora la posibilidad de una mejor representación de la hidráulica e hidrología en regímenes temporales medianos o cortos.

El modelo conceptual en la representación de la transformación lluvia escurrimiento en SWAT consiste en el hidrograma Unitario (SCS) mientras que HEC HMS además de incluir el hidrograma unitario, permite también la representación mediante el método de la onda cinemática, una simplificación de las ecuaciones de Saint Venant, modelos de depósitos y otros.

También está al alcance, pero esta vez más a nivel corporativo, debido a su costo, el modelo hidrológico Mike SHE (DHI, 1998), el cuál es la única herramienta comercial de modelización hidrológica que trabaja la propagación con las ecuaciones completas de Saint Venant.

En los últimos años, ha ido tomando especial importancia la discretización espacial para mejor descripción del flujo superficial. En este sentido Mike SHE permite trabajar con un mallado de la superficie de forma estructurada. Por el interés que tendrá más adelante en los desarrollos de esta tesis, se menciona también aquí al modelo Iber (Bladé, E, et al. 2014), que permite una discretización del terreno con un mallado tanto estructurado como no estructurado, para mayor flexibilidad en la caracterización espacial, lo que hace que se pueda considerar como un tanto especial en cuanto a la descripción de la escurrimiento superficial en un entorno 2D.

A continuación, en la Tabla 2-1, se presentan algunas características de algunos modelos utilizados hoy en día en la ingeniería hidrológica y también de otros con un carácter más de investigación que han servido de referencia para los desarrollos de esta tesis. Se muestran ordenados alfabéticamente y se puede observar el tipo de modelo (distribuido, semidistribuido o agregado), sus características particulares principalmente desde el punto de vista del método de cálculo, las variables de entrada necesarias y el tipo de resultado que arroja, así como la fuente o referencia de ubicación.

Aparte de los mencionados, existe una gran variedad de modelos alternativos, algunos de uso extendió, pero cuya adquisición no es muy clara, ya que son en su mayoría de origen académico e investigativo

MODELO	DESCRIPCIÓN	GENERALIDAD	ENTRADAS	RESULTADOS	REFERENCIAS
2D DIFFUSIVE OVERLAND- FLOW (2000)	Modelo difusivo de flujo superficial y operación de estaciones de bombeo. Desarrollado para simular inundaciones en áreas urbanas. Uso académico y de investigación: Gdansk University of technology	Proceso lluvia escorrentía lo hace mediante un modelo agregado y tránsito mediante las ecuaciones de Saint Venant.	Datos físicos de la cuenca. Hidrográmas y datos hidrológicos como los arrojados por SWMM	Zonas y profundidades de inundación. Mapas de inundaciones potenciales.	(Liu, Q, et al, , 2004)
DHSVM version 3.0 (with sediment module) (1994)	Modelo hidrológico distribuido Modelo de Investigación y Académico. University of Washington. Uso Público (http://www.hydro.washington.edu/Lettenmaier/Models/DHSVM/code.shtml)	Modelo Físico. Utiliza la conservación de masa, momentum y ecuaciones de energía en sus cálculos. Se puede aplicar en altas resoluciones del orden de 100m para cuencas superiores a 10.000 km2 y escalas temporales menores al día (nivel horario) o para simulaciones multianuales.	Datos de climatología, topografía, tipo de suelo y cobertura vegetal	Representa los efectos de la topografía y la vegetación en flujos de agua sobre un territorio, incorporando las aracterísticas fisiográficas, topográficas, hidráulicas, e hidrológicas respectivas	(Zhao, Q, et al, 2009)
DHM	Modelo Hidrológico Distribuido.	Utiliza el método de onda cinemática en el proceso lluvia-escorrentía, y tránsito.	Datos de meteorología, topografía, tipo de suelo y cobertura vegetal	Caudales, calados, velocidades de flujo.	(Hromadka, T, et al, 1986)
HEC-HMS (2000)	Modelo Semi-Distribuido con alguna opción de modelo distribuido. De dominio público. Simula procesos de escorrentía. De aplicación a cuencas hidrográficas, hidrología de inundación, o hidrología urbana.	Utiliza los métodos del hidrograma unitario y onda cinemática (entre otros) para la generación y propagación de escorrentía y de SMA (soil Moisture Accounting), para simulación de los diferentes componentes hidrológicos.	Datos geométricos y topográficos de la cuenca de estudio. Meteorología	Datos de caudales en la cuenca para cada año. Características fisiográficas, topográficas, hidráulicas, e hidrológicas respectivas	(Verma, A, et al, 2010)

MODELO	DESCRIPCIÓN	MÉTODO DE CÁLCULO	ENTRADAS	RESULTADOS	REFERENCIAS
HSPF (1984)	Modelo semidistribuido. Uso.Público (http://www.aquater.com/resources/downloads/index.php)	Transformación lluvia-escorrentía, mediante método de exceso de infiltración. Transporte lo hace con onda cinemática.	Datos meteorológicos y de suelo (permeabilidad). Opcionalmente condiciones de calidad de agua.	Caudales, calidad del agua.	Donigian, A, et al, 1995 (Johnson, M, et al., 2003) (Singh, J, et al, 2005) (Duda, P, et al, 2012)
ISGW (1998)	Modelo hidrológico semi distribuido. Adaptado a modelo distribuido Mike She. Modelo.Comercial. (http://www.aquater.com/projects/descriptions/isgwreview.php)	Se divide la cuenca en subcuencas y se trabaja de manera agregada en estas individualmente. Combina el modelo agregado HSPF con el distribuido Modflow	Datos de meteorología, topografía, tipo de suelo y cobertura vegetal	Caudales, infiltraciones, calados, evapotranspiración real, flujo subterráneo y escorrentía superficial.	SDI, 1999
LIS FLOOD-FP (2000)	Modelo distribuido de inundación en 2D. Es un modelo precipitación-escorrentía de base parcialmente física. Se puede combinar con un modelo climático de alta resolución como HIRHAM. De uso Público (http://www.bris.ac.uk/geography/research/hydrology/models/lisflood/downloads/)	El flujo superficial lo trata aplicando entre celdas conservación de masa pero no intercambio de momentum, y se asume flujo gradualmente variado.	Datos de niveles de un río para un evento de inundación. Grados de inundación de eventos anteriores recolectados de sensores de radar. Datos hidráulicos básicos Meteorología.	Valores de profundidad del agua y hidrogramas en puntos significativos	(Rutger,D, et al. 2007)

MODELO	DESCRIPCIÓN	MÉTODO DE CÁLCULO	ENTRADAS	RESULTADOS	REFERENCIAS
MIKESHE (1986)	Modelo de cálculo hidrodinámico desarrollado por DHI (1999). Modelo Distribuido Modelo Comercial www.mikebydhi.com/Products/-WaterResources/MIKESHE.aspx	Basado en ecuaciones no-lineales de continuidad y balance de momentum. Permite la discretización de los procesos a nivel de celda, y resolviendo por elementos finitos las ecuaciones diferenciales parciales de los procesos.	Precipitaciones, Datos necesarios para ETP, información de suelo y cobertura. Características fisiográficas, topográficas, hidráulicas, e hidrológicas respectivas	Nivel del agua para diferentes puntos y caudales en las mallas de análisis.	(Li, S, et al, 2008), (DHI, 1998)
RAINFLO (2004)	Modelo hidrológico computacional espacialmente distribuido, Modelo académico de investigación	Fundamentado en una analogía topológica, que simula el proceso precipitación-escurrimiento de una manera similar a la del modelo hems. En el canal central puede usar onda difusiva.	Datos de meteorología, topografía, tipo de suelo y cobertura vegetal. Características fisiográficas, topográficas, hidráulicas, e hidrológicas respectivas.	El modelo genera hidrogramas de avenida.	Ponce, V, 1989.
RACIONAL	Modelo Agregado, empírico	Base Empírica.	Intensidad de lluvia, tipo de suelo, área de cuenca	Escurrimiento máximo de la cuenca	(Daniel. F, et al.,2008)

MODELO	DESCRIPCIÓN	MÉTODO DE CÁLCULO	ENTRADAS	RESULTADOS	REFERENCIAS
SMR (2003) (Soil Moisture Routing)	Modelo Distribuido Físicamente Basado. Modelo de uso público en USA.	La transformación lluvia escorrentía la realiza por método de hidrograma Unitario.	Meteorológicos, y de suelo, en tres capas. Características fisiográficas, topográficas, hidráulicas, e hidrológicas respectivas	Caudales, calados y velocidades.	(Johnson, M, et al., 2003)
SWMM (Storm Water Management Model)	Modelo hidrológico combinado con modelo hidráulico unidimensional, desarrollado para hidrología urbana. Puede trabajar como modelo semidistribuido. De uso público.	Está gobernado por las ecuaciones de Conservación de masa y cantidad de movimiento (ecuaciones de Saint Venant. Trabaja Flujo Uniforme, onda cinemática y onda dinámica.	Intensidad de lluvia, tipo de suelo, área de cuenca de aportación. Condiciones iniciales hidráulicas de la red de drenaje.	Caudales, calados y velocidades.	(Metcalf and Eddy, 1971), (Huber. W, et al, 1975).
SHALL3 (2000)	Modelo Matemático De Simulación Hidrológica Cuasi-3d Distribuido Modelo Académico Investigativo. Universidad Nacional de Rosario. Facultad de Ciencias Exactas.	Discretiza el dominio espacial mediante dos capas de celdas (una superficial y otra subterránea) interconectadas mediante diferentes leyes de vinculación. Ambas capas de celdas se vinculan a través de la zona no saturada mediante las ecuaciones de continuidad y momentum en el medio poroso no saturado. Se resuelve mediante técnicas de diferencias finitas.	Precipitación, evapotranspiración potencial, área de la cuenca de estudio, y estación para calibración.	Caudales, infiltraciones, calados, evapotranspiración real, flujo subterráneo y escorrentía superficial.	(Abbott, M, et al. 1981) (Candela, L, et al. 1993)

SIMPA (1996)	Modelo hidrológico distribuido. Modelo de uso público. CEDEX. España.	Ecuaciones de balance y transferencia que se aplican en un mallado regular compuesto por celdas de igual tamaño en que se divide la cuenca. Los cálculos lluvia - escorrentía los hace mediante la aplicación del modelo TÉMEZ	Temperatura , precipitación, datos de suelo y cobertura.	Calculo de aportaciones, calados, velocidades de flujo.	(Fernandez, P, 2002)
SOBEK (2001)	Modelo Semi distribuido Uso público con registro (http://www.deltaressystems.com/hydro/product/108282/sobek-suite)	Utiliza para la transformación lluvia escorrentía varias posibilidades, entre ellas el H.U del SCS. Para el tránsito de caudal en los canales centrales utiliza las ecuaciones completas de sant venant.	Topografía, secciones, climatología, coberturas.	Caudales calados, velocidades, inundabilidad. Características fisiográficas, topográficas, hidráulicas, e hidrológicas respectivas	(Prinsen, G, et al, , 2011)
SWAT (1998)	El modelo examina los efectos del clima, el uso y recubrimiento del suelo sobre la hidrología y los caudales de una cuenca determinada. Modelo semidistribuido. Modelo de uso público. Necesita de Arc GIS o ARC VIEW, las cuales son herramientas comerciales. (http://swat.tamu.edu/software/arcswat/)	El modelo parte la cuenca de estudio en subcuencas que están conectadas por superficies de flujo. Cada subcuenca es dividida a su vez en unidades hidrológicas de respuesta (HRU) de acuerdo con la topografía, tipo de uso de la tierra y tipo de suelo. Usa parámetros agregados en cada subcuenca para simular el proceso lluvia escorrentía.	Datos de topografía (DEM), propiedades del suelo, tipo de vegetación, clima e información sobre los usos del suelo.	Datos de caudales en la cuenca para cada año	(Guo, H, et al, , et al, 2008)
SAC-SMA 2009	Modelo Conceptual Agregado. Código libre.	Balance hidrológico.	Datos de climatología, meteorología topografía, tipo de suelo y cobertura vegetal	Series temporales de escorrentías, sus componentes y de almacenamientos de humedad del suelo.	(Khakbaz, et al, 2012)

MODELO	DESCRIPCIÓN	MÉTODO DE CÁLCULO	ENTRADAS	RESULTADOS	REFERENCIAS
SHETRAN (2000)	Modelo Físicamente basado y espacialmente distribuido. Origen Académico. New Castell University. Modelo de uso público	Maneja el método de onda difusiva en el proceso lluvia-escorrentía, y tránsito.	Datos de climatología, meteorología topografía, tipo de suelo y cobertura vegetal	Caudales, calados, velocidades de flujo Estudio de transporte de Sedimentos y transporte de solutos.	(Birkinshaw, et al, 2000)
TETIS (2004)	Modelo Hidrológico Distribuido. Físicamente basado. Modelo tanto de uso académico – investigativo como de uso comercial.	Maneja el método de onda cinemática en el proceso lluvia-escorrentía, y tránsito, Además Maneja Flujos Superficiales, Subsuperficiales Y Subterráneos A Partir De Un Sistema De 5 Layers En El Subsuelo Con Caracterización Físicamente Basada.	Precipitación, mapas geomormométricos, climatología.	Caudales, calados, velocidades de flujo	(Vélez, J, et al, 2007)
TEMEZ (1977)	Modelo Agregado. Modelo conceptual. Código libre	Modelo matemático agregado. Balance Hídrico	Datos climatológicos y condiciones de suelo	Caudales,	(Vivas, E,et al, 2008)
TRIBS-OFM (2011)	Modelo Hidrológico distribuido físicamente basado. Modelo originado en MIT. Uso comercial.	Utiliza las ecuaciones completas de Saint Venant y resolución mediante esquemas basados en volúmenes finitos incluyendo modelo hidráulico e hidrológico unidos	Datos de climatología, meteorología, topografía, tipo de suelo y cobertura vegetal	Caudales, calados, velocidades de flujo.	(Jongho, K, et al. 2012)
MODELO	DESCRIPCIÓN	MÉTODO DE CÁLCULO	ENTRADAS	RESULTADOS	REFERENCIAS

THOMAS (ABCD) (1984)	Modelo Agregado. Modelo Conceptual. Código libre.	Modelo basado en 4 parametros que caracterizan el comportamiento del suelo. Debe ser calibrado.	Precipitación, evapotranspiración potencial, área de la cuenca de estudio, y estación para calibración.	Caudales, infiltraciones, evapotranspiración real, flujo subterráneo y escorrentía superficial.	(Serrano S, 1998). Thomas, H, (1981)
TREX (2011)	TREX (Two-dimensional , Runoff, Erosion, and Export) es un modelo para simular inundaciones extremas en grandes cuencas de regiones semiáridas en el oeste de Estados UnidosModelo de uso público en USA.	. Modelo semidistribuido. . Se basa en la precipitación máxima probable, con la cual se calibra el modelo. Utiliza para estimar el flujo superficial las ecuaciones de continuidad y momentum a través de la aproximación de onda difusiva.	Serie de tiempo de precipitaciones con tiempos e intensidades para cada estación de muestreo. Otros datos hidrológicos sobre la cuenca de estudio.	El modelo simula caudales pico y tiempos de inundaciones	(England, J, et al. 2007)
TOP MODEL (2001)	Modelo Agregado Modelo Conceptual. Código libre	Modelo basado en balance hídrico.	Datos climatológicos, y condiciones de suelo	Caudales, infiltración, escorrentías.	http://www.es.lancs.ac.uk/hfdg/freeware/hfdg_freeware_top.htm
VISUAL BALAN (1999)	Modelo Semidistribuido Uso.Público (http://www.programasgratis.es/descargar/visula-balan)	Transformacion lluvia escorrentía por metodología de SCS.	P,T, con la nueva versión de GIS, mapas de cobertura.	Caudales, Calados, y velocidades. Características fisiográficas, topográficas, hidráulicas, e hidrológicas respectivas	(Samper. J, et al. 2005)

Tabla 2-1 Algunos Modelos Agregados Y Distribuidos De Referencia Mundial.

2.4 Concepción hidráulica en la modelización hidrológica distribuida.

El tránsito o propagación de avenidas es uno de los procesos involucrados en la modelización hidrológica y se pone de relieve principalmente en modelos semidistribuidos o distribuidos. En la simulación de este proceso, si se opta por un método de resolución de carácter hidráulico o hidrodinámico (es decir, resolviendo las ecuaciones de Saint Venant en alguna de sus formas), en contraposición a los métodos hidrológicos (como podrían ser los métodos tipo Muskingum) deben tenerse en cuenta las distintas opciones actuales.

En la modelización hidrodinámica se ha producido en los últimos años una evolución de la modelación unidimensional a la bidimensional. Existen también modelos hoy en día que tienen en cuenta las dos (como es el caso de Iber). Las necesidades de estudio de fenómenos complejos en los que la hipótesis de sistemas unidimensionales se aleja demasiado de la realidad, y el hecho que en la naturaleza existen situaciones donde el flujo es bidimensional, es decir, sobresalen las dimensiones horizontales sobre la vertical, ha conducido al desarrollo de los esquemas bidimensionales (Bladé, E, Gómez, M, 2006). Así y todo, desde el punto de vista de modelación, hay escenarios o casos donde la simulación unidimensional es efectiva y suficientemente precisa. El presente estudio permite conjugar y mejorar simulaciones hidráulicas a partir del implementar un modelo hidrológico continuo que representa mejor la realidad de un ciclo hidrológico completo.

2.4.1 Modelización hidráulica del flujo. Contexto.

El uso de modelos unidimensionales o bidimensionales difiere básicamente por el uso del caso estudio que se vaya a tener en cuenta. No todos los problemas requieren de una solución bidimensional, y tampoco en todos los casos es suficiente un enfoque unidimensional. En el caso específico de la determinación de velocidades y niveles de agua se han venido usando desde el pasado y hasta la actualidad modelos unidimensionales en régimen permanente gradualmente variado y con fondo fijo (Bladé, E, Gomez, M, 2006), y esta aproximación es perfectamente aceptable la

suposición en casos donde la evolución temporal de los calados no sea significativa. Sin embargo, si el caso requiere la consideración de flujo no permanente, se debe recurrir a las ecuaciones unidimensionales de Saint Venant, con diferentes tipos de resoluciones, dependiendo de las simplificaciones que se deseen a partir de desprestigiar algunos términos que se consideren de menor contribución según sea el caso, dando lugar a métodos de onda cinemática u onda difusiva. Las simplificaciones tienen un objetivo muy claro y es la reducción del tiempo de cálculo del proceso, que muchas veces es imperativo a pesar de los adelantos tecnológicos computacionales de la actualidad.

Como una extensión de los modelos unidimensionales, están los cuasi bidimensionales, donde se resuelven las ecuaciones de Saint Venant en una dimensión en el cauce, pero se utilizan métodos simplificados para determinar los calados y su evolución en las llanuras de inundación. Las ecuaciones de Saint Venant unidimensionales, que son la base de los esquemas unidimensionales y cuasi bidimensionales, son la expresión matemática de las dos leyes físicas de conservación de la masa (o ecuación de continuidad) y momentum (Chaudhry, M, 2008).

Cuando la necesidad de modelar procesos donde las dos dimensiones horizontales son relevantes, pero menos que las direcciones verticales, conviene recurrir a la aplicación de esquemas bidimensionales. Las ecuaciones de Saint Venant bidimensionales se obtienen particularizando primero a un fluido incompresible e isótropo las ecuaciones de Navier Stokes, que describen el movimiento instantáneo tridimensional. De allí se deducen, considerando medias en el tiempo las ecuaciones de Reynolds, y de allí, integrando en la profundidad para eliminar en ellas la dimensión vertical, se obtienen las ecuaciones bidimensionales de Saint Venant.

2.4.2 Esquemas unidimensionales y bidimensionales

Como se ha visto, el régimen variable en una y dos dimensiones se describe con las ecuaciones de Saint Venant, descritas por primera vez (en su versión unidimensional) por Barré de Saint Venant en 1871. Para su resolución se requiere de modelos numéricos. Dentro de lo que se suelen llamar esquemas de resolución clásicos tenemos el método de las características, los métodos en diferencias finitas y los métodos en

elementos finitos (Chaudhry, M, 2008). Aparte de los esquemas clásicos, están los esquemas de alta resolución, que merecen un apartado posterior, generalmente basados en el método de los volúmenes finitos. Si no se utilizan las ecuaciones completas, y por tanto se opta por una simplificación de las ecuaciones de Saint Venant s, puede simplificarse por ejemplo la ecuación de movimiento, lo que daría lugar a métodos como el de Muskingum, el método de onda cinemática, que considera sólo el término de fricción y pendiente de solera en la ecuación de movimiento, el método de onda difusiva que además de lo anterior contempla los términos de presión y el método de onda dinámica-cuasi permanente, que sólo desprecia el término de aceleración local.

Dentro de los métodos que utilizan las ecuaciones completas de Saint Venant, o de onda dinámica, el que mejor representa físicamente el proceso es el método de las características, pero dentro de esta resolución se necesita por un lado de incrementos de tiempos de cálculo muy pequeños y discretizaciones espaciales pequeñas igualmente, de esta manera, en flujos rápidamente variados pueden generarse discontinuidades en la solución. Por otro lado, su aplicación a geometrías irregulares tiene una considerable complejidad.

Existe también la resolución por medio de diferencias finitas, las cuales pueden ser explícitas e implícitas dependiendo de si la resolución en cada instante de tiempo se realiza punto por punto o todo el sistema a la vez. Los métodos explícitos requieren igualmente de incrementos de tiempo pequeños para poder cumplir con la condición de Courant (que se expondrá más adelante). Tanto los esquemas basados en las ecuaciones características, como en el método de las diferencias finitas, presentan problemas de estabilidad para soluciones discontinuas, es decir ante la presencia de frentes de onda o resaltos hidráulicos.

Por su lado, los llamados esquemas de alta resolución, o *shock capturing methods*, dan solución a los problemas enunciados en cuanto a discontinuidades (régimen rápidamente variado), y, como se ha adelantado, el método de los volúmenes finitos es especialmente indicado para esta finalidad.

2.5 La modelización hidrodinámica 2D mediante volúmenes finitos como base de un modelo hidrológico

El modelo Iber, desarrollado a partir de CARPA (Bladé, E, 2005) y Turbillón (Cea, L., 2005), es una herramienta de modelización hidráulica que describe el flujo de agua en lámina variable a partir de la resolución de las ecuaciones completas de Saint Venant bidimensionales (aunque permite igualmente soluciones unidimensionales), es decir, las ecuaciones de la onda dinámica. La herramienta se apoya en el programa GID (CIMNE, 2002) como interfaz de trabajo, que permite tratar los datos geométricos (como topográficos) a través de mallas de cálculo donde además de aplicación de diversos esquemas numéricos, se logra de manera amigable la visualización de resultados.

A continuación se describen las bases del modelo Iber preexistente, anterior al presente trabajo, que se ha adoptado como punto de partida para el desarrollo de los nuevos métodos que se presentan, la implementación en una herramienta de modelización hidrodinámica eficaz y amigable para su evolución hacia una herramienta también de modelización hidrológica, y posteriormente se validación y aplicación.

2.5.1 Las ecuaciones de aguas poco profundas en 2D

Iber maneja las ecuaciones completas de Sant Venant, como se mencionó anteriormente, tanto en 1D como en 2D. Muchos eventos en hidráulica tienen un carácter unidimensional y de ahí la razón de esta simplificación. Otra simplificación de utilidad en hidráulica es la derivación de las ecuaciones de Sant Venant asumiendo cauces rectangulares, que puede servir para el estudio de canales o de ríos en una primera aproximación. De cualquier manera, en nuestro caso, donde el interés se centra en el cálculo hidrológico, la base serán las ecuaciones Sant Venant bidimensionales o 2D (Bladé, E, et al, 2009), también conocidas como las ecuaciones de aguas poco profundas (*Shallow Water Equations*).

En éstas se asume una profundidad de la capa de agua pequeña en relación con otras dimensiones del problema. Además se asume distribución hidrostática de

presiones en la vertical y una pendiente de solera reducida. Su expresión, en forma vectorial y conservativa es:

$$\frac{\partial}{\partial t} \mathbf{U} + \nabla F = \mathbf{H} \quad (2.1)$$

Donde \mathbf{U} es un vector de variables de flujo, $(d/dt)\mathbf{U}$ representa la variación temporal de las variables de masa y cantidad de movimiento y \mathbf{F} su variación espacial. \mathbf{H} es el término independiente que representa las fuentes o sumideros de masa y cantidad de movimiento por unidad de tiempo. En ellas:

$$\mathbf{U} = \begin{pmatrix} h \\ hu \\ hv \end{pmatrix}; \mathbf{F} = \begin{pmatrix} hu & hv \\ hu^2 + g \frac{h^2}{2} & huv \\ huv & hv^2 + g \frac{h^2}{2} \end{pmatrix}; \mathbf{H} = \begin{pmatrix} I - L \\ gh(S_{ox} - S_{fx}) \\ gh(S_{oy} - S_{fy}) \end{pmatrix} \quad (2.2)$$

Donde h es el calado, u y v son las componentes vectoriales de velocidad, g la aceleración de la gravedad, S_{ox} y S_{oy} las componentes vectoriales de la pendiente de fondo y S_{fx} y S_{fy} las de pendiente motriz.

Sustituyendo la ecuación de continuidad en las ecuaciones de movimiento se pueden derivar las ecuaciones de Saint Venant en forma no conservativa. Tanto en la forma conservativa como no conservativa se nota la inclusión de $(I-L)$ que hace referencia a las entradas (intensidad) y pérdidas hidrológicas.

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial(hu)}{\partial x} + \frac{\partial(hv)}{\partial y} = I - L \quad (2.3)$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + g \frac{\partial h}{\partial x} = g(S_{ox} - S_{fx}) \quad (2.4)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + g \frac{\partial h}{\partial y} = g(S_{oy} - S_{fy}) \quad (2.5)$$

Sin embargo, la forma conservativa presenta ventajas en el momento de plantear esquemas de resolución con discontinuidades.

En el presente trabajo, las ecuaciones en forma conservativa incorporando la precipitación y las pérdidas serán las que se utilizarán tanto para la transformación lluvia escorrentía como para los procesos de propagación. Estas ecuaciones describen el flujo superficial.

2.5.2 Esquema numérico para la resolución del flujo superficial

Como ya se ha indicado, entre los esquemas numéricos clásicos utilizados para la resolución de las ecuaciones de Saint Venant, tanto 1D como 2D, se encuentran el método de las características, el de diferencias finitas o el de elementos finitos. Sin embargo estas metodologías han presentado algunos inconvenientes en situaciones de discontinuidades o regímenes rápidamente variados (Bladé, E, 2005), por lo que se han desarrollado esquemas de alta resolución basados en la técnica de volúmenes finitos, que permiten tratar estos problemas.

En una discretización espacial en volúmenes finitos, el espacio se divide en una serie de celdas (o volúmenes finitos) y las variables utilizadas en el esquema numérico representan el valor medio de las variables dependientes en cada celda en un instante determinado (Vreugdenhi, C, 1994). En el caso bidimensional, el espacio físico es dividido en polígonos que serán los volúmenes finitos, y cada uno de ellos tendrá unos contornos definidos por los costados y vértices de ellos. Un esquema de este tipo fue el el esquema que desarrolló Bladé (2005) para el modelo original CARPA, que ahora incorpora el modelo Iber fruto de su evolución. De acuerdo a la disposición de la malla y vértices, la malla de elementos finitos puede ser un sistema estructurado o no estructurado, lo cual es una diferencia notoria respecto de esquemas en diferencias finitas donde la malla debe ser rectangular y preferiblemente uniforme para obtener esquemas no muy complicados (Bladé, E, 2005).

En el módulo hidrodinámico de Iber se resuelven las ecuaciones de conservación de la masa y de momento (2.1) incluyendo el término del componente hidrológico de pérdidas (I-L) (2.2). En este término, como se mencionó anteriormente, I se considera una entrada hidrológica (e.j Lluvia) y L una pérdida hidrológica (ETP o infiltración), para cada volumen finito. De manera general en una cuenca, no se pueden considerar pérdidas, cada parámetro incluido en un modelo hidrológico tiene una significancia física, lo que significa que como sistema continuo hagan parte de un ciclo que

permite evaluar salidas no sólo superficiales, sino subsuperficiales y subterráneas. En una cuenca urbana, parámetros como la infiltración y evapotranspiración toman una mínima significancia e incluso pueden llegar a despreciarse por el impacto en la respuesta hidrológica, tanto por los valores mínimos de permeabilidad como por los tiempos de respuesta de la cuenca. Sin embargo en una cuenca rural esto no ocurre y los valores de infiltración y evapotranspiración son tan importantes como la misma precipitación.

En Iber, tanto las ecuaciones hidrodinámicas (ecuaciones de aguas someras bidimensionales), como las correspondientes a otros módulos como pueden ser el de turbulencia y el de transporte de sedimentos, se resuelven en forma integral por el método de volúmenes finitos. El método de volúmenes finitos es uno de los más extendidos y comúnmente utilizados en dinámica de fluidos computacional.

Para resolver una ecuación diferencial por el método de volúmenes finitos, es necesario realizar previamente una discretización espacial del dominio a estudiar. Para ello se divide el dominio de estudio en celdas de tamaño relativamente pequeño (malla de cálculo). Iber trabaja con mallas no estructuradas formadas por elementos que pueden tener 3 o 4 lados. Se pueden combinar elementos irregulares de 3 y 4 lados dentro de la misma malla.

La principal ventaja de trabajar con mallas no estructuradas es la facilidad con que se adaptan a cualquier geometría, ya que no es necesario que la malla tenga ningún tipo de organización o estructura interna, además se puede optimizar el número de elementos a partir de la adecuación en tamaño o error cordal que se llegue a necesitar. Esta característica las hace especialmente indicadas para su utilización en hidráulica fluvial (

Figura 2.1).

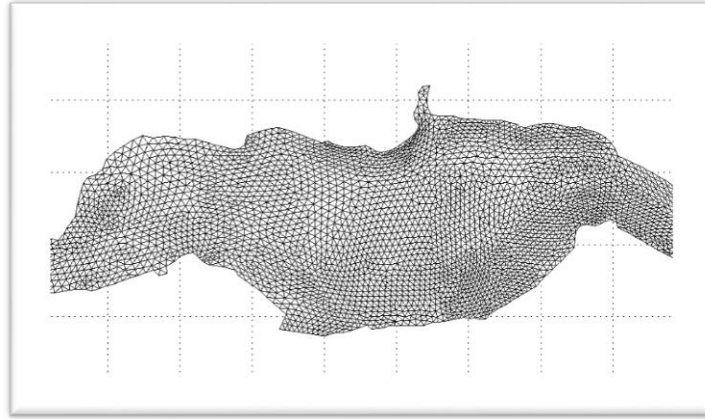


Figura 2.1. Ejemplo de malla no estructurada formada por elementos triangulares

De esta manera, la topografía de la zona en estudio define un mallado de elementos contiguos donde cada elemento de malla corresponde a un volumen finito.

Cualquier esquema de volúmenes finitos explícito para las ecuaciones de Saint Venant 2D, aplicados a un elemento (volumen finito) i puede escribirse como:

$$U_{2D,i}^{n+1} = U_{2D,i}^n - \frac{\Delta t}{V_i} \cdot \sum_{w=1}^{N_i} (F_{2D,i,w}^* \cdot n_{i,w}) \cdot l_{i,w} + \frac{\Delta t}{V_i} \cdot H_{2D,i}^* + H^3 \quad (2.6)$$

$F_{2D,i,w}^*$ Es el flujo numérico a través de los lados o paredes del volumen finito, w es el índice correspondiente a cada lado de elemento, i y N_i el número de lados. El Vector $n_{i,w}$ con componentes n_x y n_y es el vector normal a la pared w del elemento i,w . Una longitud y un volumen del volumen finito V_i (En 2D el volumen es un área).

La diferencia entre utilizar un esquema en volúmenes finitos u otro es como se discretizan los flujos numéricos. Iber utiliza el esquema numérico de Roe TVD, es decir, calcula los flujos numéricos mediante el Approximate Riemann Solver de Roe (Roe, P, 1981), y utiliza a su vez una extensión a segundo orden garantizando que el esquema sea Total Variation Diminishing.

$$F_{2D,i,w}^* \cdot n_{i,w} = \frac{1}{2} (F_{2D,i} + F_{2D,j}) n_{i,w} - \frac{1}{2} \left(\sum_{K=1}^3 \tilde{\alpha}_k |\tilde{\lambda}_k| (1 - \psi_k(1 - |v_k|)) \tilde{e}_k \right)_{i,j} \quad (2.7)$$

Donde j es el elemento que conecta con el elemento i a través de la pared w , $\tilde{\lambda}_k$ y \tilde{e}_k son los valores propios, y los vectores propios de la aproximación de Roe en flujo jacobiano:

$$\begin{pmatrix} \lambda_1 = \tilde{u}n_x + \tilde{v}n_y + \tilde{c} \\ \lambda_2 = \tilde{u}n_x + \tilde{v}n_y \\ \lambda_3 = \tilde{u}n_x + \tilde{v}n_y - \tilde{c} \end{pmatrix}; \tilde{e}_{1,3} \begin{pmatrix} 1 \\ \tilde{u} \\ \tilde{u} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \tilde{c}n_x \\ \tilde{c}n_y \end{pmatrix}; \tilde{e}_2 = \begin{pmatrix} 0 \\ -\tilde{c}n_y \\ \tilde{c}n_x \end{pmatrix} \quad (2.8)$$

$\tilde{\alpha}_k$ Coeficiente de fuerte de onda:

$$\tilde{\alpha}_{1,3} = \frac{\Delta h_{i,j}}{2} + \frac{1}{2\tilde{c}} [\Delta(hu)_{ij}n_x + \Delta(hv)_{ij}n_y - (\tilde{u}n_x + \tilde{v}n_y)\Delta h_{ij}] \quad (2.9)$$

$$\tilde{\alpha}_2 = \frac{1}{\tilde{c}} [(\Delta(hv)_{ij} - \tilde{v}\Delta h_{ij})n_x - (\Delta(hu)_{ij} - \tilde{u}\Delta h_{ij})n_y] \quad (2.10)$$

$$\tilde{u} = \frac{\sqrt{h_i}u_i + \sqrt{h_j}u_j}{\sqrt{h_i} + \sqrt{h_j}} \quad \tilde{v} = \frac{\sqrt{h_i}v_i + \sqrt{h_j}v_j}{\sqrt{h_i} + \sqrt{h_j}} \quad \tilde{c} = \sqrt{g \cdot \frac{h_i + h_j}{2}} \quad (2.11)$$

$\tilde{u}_k, \tilde{v}_k, y \tilde{c}_k$ Son los estados promedio de las variables conservativas y $v_k = \frac{\tilde{\lambda}_k \Delta t}{\Delta x}$. La función del límite de flujo depende de r_k , el cual representa el componente de salto k de la solución a través del borde i,j con respecto al salto a través de su borde contra el viento m,n que puede ponerse ya sea en el mismo elemento o en otro:

$$(r_k)_{i,j} = \frac{(\tilde{\alpha}_k \phi_k (1 - |v_k|))_{m,n}}{(\tilde{\alpha}_k \phi_k (1 - |v_k|))_{i,j}} \quad (2.12)$$

H^* es la expresión numérica del término fuente relacionado con los efectos de la pendiente de fondo y la rugosidad. En CARPA (Modelo predecesor a Iber) el esquema.

En cuanto al término fuente, se descompone en los aportes de pendiente de fricción y pendiente.

$$H^* = H^1 + H^2 \quad (2.13)$$

Con:

$$H^1 = \begin{pmatrix} 0 \\ ghS_{ox} \\ ghS_{oy} \end{pmatrix} \quad H^2 = \begin{pmatrix} 0 \\ -ghS_{fx} \\ -ghS_{fy} \end{pmatrix} \quad (2.14)$$

Para los términos de fricción, se usa una discretización centrada. Para los términos pendiente del lecho, (Vázquez, M, et al, 1999) demostró que se asegura un correcto equilibrio entre la discretización término fuente y la parte homogénea de la ecuación,

si se utiliza la siguiente descomposición enfrentada, de forma análoga a la del vector de flujo:

$$H_i^{*1} = \sum_{w=1}^{N_i} H_{i,w}^{*1}; \quad H_{i,w}^{*1} = \frac{1}{2} l_{i,w} \left(\sum_{k=1}^3 \tilde{\beta}_k (1 - \text{sign}(\tilde{\lambda}_k)) \tilde{e}_k \right)_{i,j} \quad (2.15)$$

$$\beta_1 = -\frac{\tilde{c}}{2}(\Delta z)_{i,j}; \quad \tilde{\beta}_2 = 0; \quad \tilde{\beta}_3 = -\tilde{\beta}_1 \quad (2.16)$$

Se ha visto que **H³** incorpora el término (I-L) que hace referencia a las entradas y pérdidas hidrológicas: específicamente componentes de lluvia, evapotranspiración e Infiltración.

Adicionalmente, al tratarse de un esquema explícito debe asegurarse que se cumple la condición de Courant que limita los incrementos de tiempo en los cálculos:

$$\Delta t < \frac{L}{\sqrt{2} * |\sqrt{u^2 + v^2}| + C} \quad (2.17)$$

Donde L es la longitud del elemento (volumen finito), u y v las dos componentes horizontales de velocidad y C es la celeridad ($C = \sqrt{g * h}$).

Cabe remarcar que en la ecuación (2.7) corresponde a la expresión del esquema de segundo orden TVD. En este trabajo se utiliza también el esquema de primer orden correspondiente a:

$$F_{2D,i,w}^* \cdot n_{i,w} = \frac{1}{2} (F_{2D,i} + F_{2D,j}) n_{i,w} - \frac{1}{2} \left(\sum_{K=1}^3 \tilde{\alpha}_k |\tilde{\lambda}_k| \tilde{e}_k \right)_{i,j} \quad (2.18)$$

3 ADAPTACIÓN DE UN MODELO HIDROLÓGICO CONTÍNUO AL MÉTODO DE LOS VOLÚMENES FINITOS

3.1 Visualización del modelo

Como se ha comentado en el capítulo anterior, son pocos los modelos hidrológicos que se basan en la resolución de las ecuaciones completas de Saint Venant en dos dimensiones. Entre ellos destacado por su difusión e implementación el modelo hidrológico MIKE SHE, que trabaja la modelación del flujo y su transporte mediante las ecuaciones mencionadas. Hay otros modelos, como SWMM (Metcalf and Eddy, 1971), (Huber. W, et al, 1975), trabajan las ecuaciones completas de Saint Venant pero en una dimensión para la propagación de hidrogramas en cauces o conductos, siendo una buena aproximación de comportamiento hidrológico en medio urbano. Una diferencia sustancial entre MIKE SHE e Iber está en su modo de obtención. Actualmente MIKE SHE es un modelo comercial y su costo puede ser visto como elevado a manera de uso personal, mientras Iber utiliza de forma gratuita la plataforma GID (desarrollada por CIMNE) para hacer de éste un modelo hidráulico e hidrológico gratuito y de libre distribución (Cubells. R, 2004). Además de Mike SHE, Sobek trabaja igualmente en 2D, pero su malla es eminentemente regular y trabaja en base a diferencias finitas.

Iber es una herramienta computacional de cálculo en alta resolución para la propagación de avenidas. En sí, su origen es hidráulico, pero dada su conformación matemática y su carácter distribuido, puede ser usado como modelo hidrológico. Esta posibilidad es la que da origen a este estudio.

Previamente a los trabajos de esta tesis, Iber presentaba ya un incipiente módulo hidrológico que incorporaba la precipitación y algunas funciones de pérdidas por infiltración. La precipitación se introducía a manera de intensidad (mm/hora) y las pérdidas por infiltración de a partir de cuatro posibilidades de acuerdo al criterio del

usuario en el momento de cualificar el comportamiento del suelo en el correspondiente escenario. Estos cuatro métodos de estimación de pérdidas por infiltración son: un modelo de pérdidas lineales (que a su vez se puede utilizar como un modelo de infiltración constante u índice ϕ), el método de Horton, el modelo de Green Ampt y el conocido método del Soil Conservation Center o método del número de curva (Bladé, E, et al, 2009).

El método de pérdidas conocido como *modelo lineal* es un modelo sencillo de dos parámetros, una abstracción inicial (I_a en mm) y una capacidad constante de infiltración del terreno (ϕ en mm/h). Es un método a utilizar en terrenos con poca variación de la capacidad de infiltración durante el suceso de lluvia. Normalmente esta condición se produce sobretodo en terrenos con poca humedad o en eventos cortos de lluvia. El método de Horton basa su principio en que la variación de la infiltración en cualquier instante es proporcional a diferencia entre la capacidad actual y la capacidad límite asintótica del tipo de terreno. Así mismo, el método de Green Ampt considera que el proceso de infiltración del suelo se rige a partir de la ley de Darcy, en combinación con la cantidad de humedad inicial del suelo, el nivel de encharcamiento del terreno y la capacidad de succión de éste, así como su permeabilidad. Finalmente, el método de la SCS tiene en cuenta una humedad antecedente del suelo representada por la acumulación de los últimos 5 días, además del número de curva representando el grado de impermeabilidad del suelo.

Así pues, todos los métodos anteriores son válidos en su contexto de aplicación, y representaban las pérdidas dentro del modelo Iber. Sin embargo, lo que consideramos pérdidas, pueden en realidad considerarse parámetros partícipes de un proceso continuo, en un ciclo donde no se les puede considerar pérdidas como tal.

La presente investigación amplía el contexto hidrológico del modelo Iber, considerando a las pérdidas por infiltración como parte de un sistema continuo que para este caso se representa en un ciclo hidrológico que puede llegar a constituir un modelo cerrado. De esta manera, el agua precipitada que no haga parte de la escorrentía superficial, de la interceptación vegetal, de encharcamientos superficiales, almacenamientos o simple evapotranspiración, se convertirá en infiltración. Una vez infiltrada, esta cantidad no se considerará una pérdida en el sistema, por el contrario, formará parte de una acumulación de humedad en zona subsuperficial, o una

recarga en zona de acuífero. A continuación se producirán flujos subsuperficiales o subterráneos que finalmente pueden volver a alimentar zonas superficiales contribuyendo al llamado flujo base, o caudal base del río. El tiempo del ciclo dependerá naturalmente del tipo de suelo, estratos, porosidades y en general de la configuración geotécnica del sistema (Figura 3.1).

El grado de infiltración dependerá fundamentalmente del grado de saturación del suelo, específicamente, si el suelo está totalmente seco el grado de infiltración dependerá de los parámetros de permeabilidad del suelo, de forma similar y se puede aproximar como una infiltración constante o con cualquiera de los modelos preexistentes: el método del índice F_i , Horton, Green Ampt o SCS, según sea el criterio del usuario. Pero si el suelo está parcialmente o totalmente saturado, esa permeabilidad decrecerá incluso hasta el valor cero, en caso de saturación total. La modelización de este proceso se detalla más adelante en el Apartado Submodelo de transferencia vertical (3.3) donde se describe el submodelo de transferencia vertical.

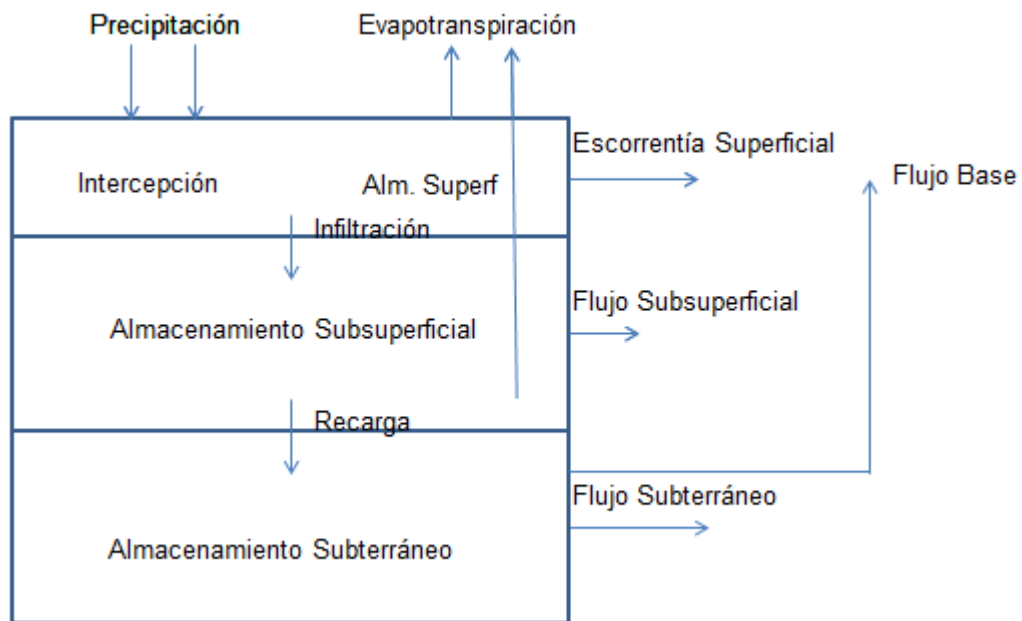


Figura 3.1 Esquema conceptual del Modelo Hidrológico Continuo

En referencia a lo anterior, la presente investigación incorpora una serie de códigos que aportan la conceptualización del modelo hidrológico continuo dentro del esquema hidráulico del modelo Iber, a través de una serie de sub módulos que caracterizan el transporte superficial, subsuperficial y subterráneo de manera horizontal y vertical.

A partir del análisis de diferentes modelos actuales de tipo distribuido en hidrología, ya mencionados en el Capítulo 2, y de acuerdo a las características y a la base del modelo Iber, se ha ajustado el esquema preliminar de lo que es el componente CHM (de Continuous Hydrological Modelling) del modelo Iber, incorporando el efecto de las condiciones del subsuelo y la zona subterránea para incorporar la continuidad antes mencionada al modelo hidrológico preexistente basado en esquemas de volúmenes finitos. Las siglas CHM determinan la continuidad en la pertinencia de todos los parámetros hidrológicos durante todo el proceso del ciclo hidrológico, es decir, se contempla todo el conjunto de lluvia y sus consecuentes procesos como flujo superficial, subsuperficial, subterráneo, almacenamiento subsuperficial, almacenamiento subterráneo, aporte a flujo base y evapotranspiración en la respuesta hidrológica de una cuenca rural o urbana, por medio de zonas de aportación y redes de drenaje.

En la Figura 3.2 se representa una visión general del esquema del modelo teniendo en cuenta las ecuaciones y los procedimientos generales del modelo.

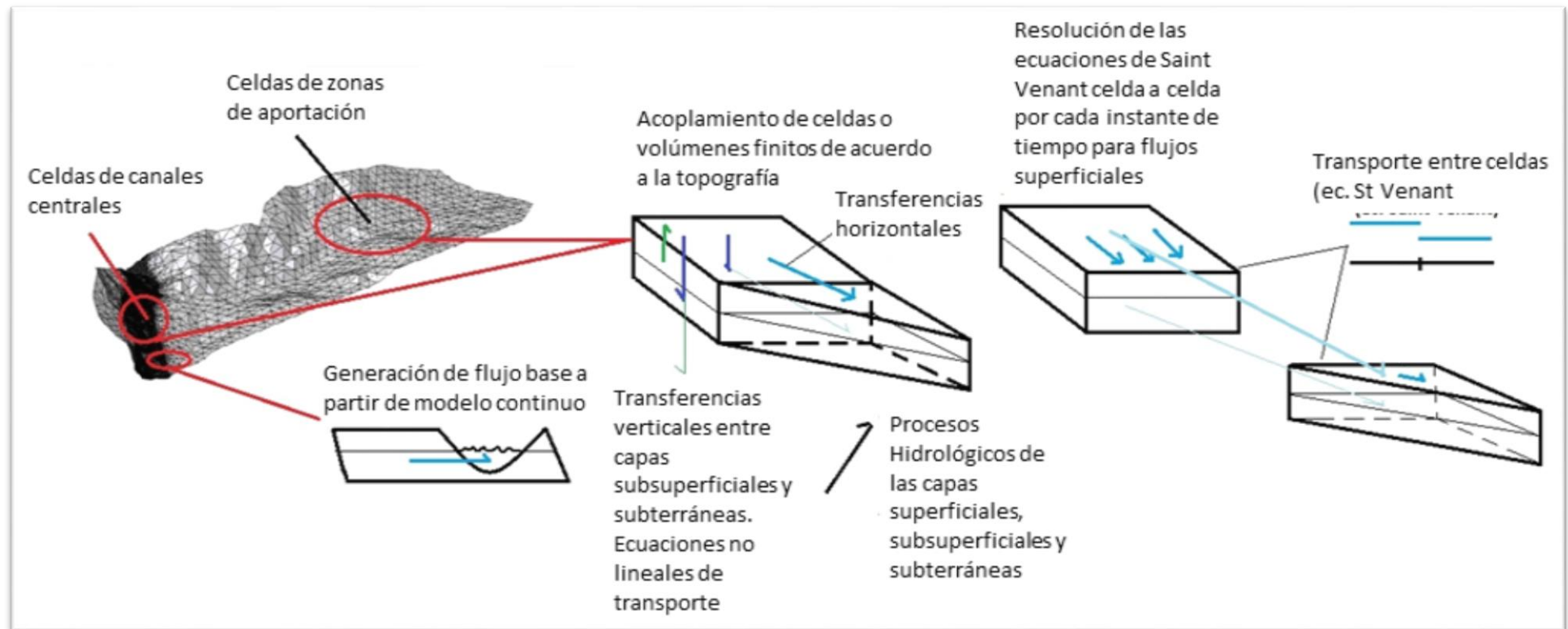


Figura 3.2. Esquema general de los procesos involucrados en la modelización hidrológica continua

Con el fin de diferenciar el tipo de modelización de acuerdo a la zona de interacción del agua dentro de la cuenca, se ha definido una diferenciación del tipo de celda (cada celda corresponde a un volumen finito dentro de la discretización en volúmenes finitos adoptada):

- a. Celdas de aportación
- b. Celdas de río

Las celdas de aportación corresponden a aquellas que hacen parte de las zonas que aportan agua procedente del acuífero a canales centrales o cauces de agua definidos que por ende presentan flujos mayores. Este aporte se da debido a la orientación topográfica de estas zonas en dirección a los canales principales, y definen de esta manera gran parte de la morfometría de la cuenca.

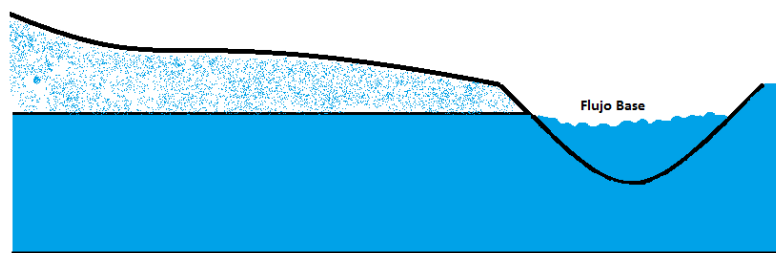


Figura 3.3. Representación generación de flujo base.

Así las aportaciones al cauce se dan de manera superficial y subterránea. Cuando existe aportación subterránea en algún punto o red de recepción, se genera un flujo base, como se muestra en la Figura 3.3. Este flujo se incorpora a las celdas que hacen parte de los canales principales de flujo, llamadas aquí también celdas de río.

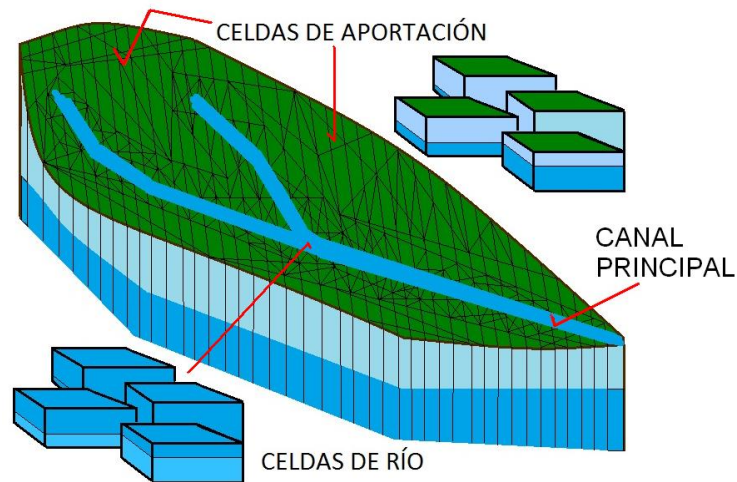


Figura 3.4. Esquema general de celdas de aportación y de río.

Para cada tipo de celda se establecen dos submodelos, de acuerdo al tipo de movimiento del agua que se considera en cada fase del modelo hidrológico continuo (CHM):

1. Sub modelo de transferencia vertical.
2. Sub modelo de transporte.

El submodelo de transferencia vertical indica la forma como el agua se transfiere desde la parte superficial hasta la acumulación en acuífero, pasando por una zona del subsuelo no saturada y una zona saturada subterránea. El submodelo de transporte hace referencia al movimiento del agua superficial o subterránea entre celdas (a manera de transferencia horizontal.). El submodelo de transporte se divide en dos componentes fundamentales:

- 2.1 Submodelo de transporte superficial.
- 2.2 Submodelo de transporte subterráneo.

3.2 Tratamiento de la evapotranspiración.

Uno de los parámetros más significativos en el cálculo de balances hídricos dentro de la modelación hidrológica es la evapotranspiración de la zona de estudio. Ésta influye de manera directa en la cantidad de agua en una cuenca hidrológica, ya sea en forma de acuíferos o aguas superficiales. La cuantificación de la evapotranspiración en una zona es tan importante que puede ser imprescindible para determinar el área que puede regarse en una zona agrícola con un determinado volumen de agua disponible, para elaborar calendarios teóricos de riego en los cultivos, para estimar los volúmenes de agua que sean necesarios para auxiliar a los cultivos en caso que la lluvia sea insuficiente para su buen desarrollo, para determinar en grandes áreas o cuencas, volúmenes de agua que se requieran drenar, o para problemas de ensalitramiento de suelos. En fin, es una variable hidrológica que influye notoriamente en muchas actividades básicas humanas e incluso en la biodiversidad de una región (Villaman, R, et al, 2001). Básicamente, la evapotranspiración es un proceso donde el agua es llevada de la superficie a la atmósfera, e incluye tanto la evaporación, como las pérdidas de agua producidas por la transpiración de las plantas (Sanchez, M, et al, 2005).

Su determinación matemática, surge como una necesidad dada la dificultad técnica que aún existe para determinarla de manera directa. En teoría, podría llegar a estimarse este valor a partir de las estaciones de aforo, donde se miden las aportaciones superficiales y subterráneas que en cada punto de la cuenca se incorporan al cauce procedentes de aguas arriba, pero el principal problema radica en que normalmente estos caudales tienen sus regímenes alterados y es difícil adquirir esta información completa. La restitución de los caudales a su régimen natural es una tarea bastante compleja (Quereda, J, et al, 2004). De igual manera los métodos directos de cálculo de evapotranspiración conllevan algunas dificultades en cuanto a lo complejo de su instalación pero por sobre todo en cuanto a la escala espacial de su validez, así como problemas asociados a cada tipo de método, por ejemplo factores externos en los tanques (viento, olas, objetos extraños), o simplemente por cuestiones económicas.

Para obviar la falta de medidas directas, surgieron métodos y fórmulas para su estimación a partir de bases físicas o empíricas. Los primeros avances introdujeron el

concepto de evapotranspiración potencial (ETP) por parte de Penman (1948) y Thornwaitte (1948), relacionándola con la tasa máxima de evaporación de una superficie totalmente sombreada por un cultivo verde sin limitación en el suministro hídrico. Thornwaitte basó su teoría en que la ETP estaba controlada fundamentalmente por factores meteorológicos, dejando en un segundo plano el factor de suelo y planta. Este método surgió a partir de mediciones hechas en latitudes medias con precipitaciones abundantes en verano y su aplicación en zonas áridas o semiáridas no es muy recomendada (Sánchez Toribio, et al, 2005). Penman (1948), por su parte, combinó el balance de energía con el método de la transferencia de masa a partir de datos de temperatura, horas de sol, humedad y velocidad del viento. Fue el primer método de base física. En 1963 se da a conocer el método modificado de Penman (Penman Monteith) (FAO, 1990) , que considera una resistencia del cultivo (resistencia estomática) y una resistencia aerodinámica, ambos términos agrupados en un "coeficiente de cultivo".

Posteriormente, en los años setenta, se desarrolló el concepto de evapotranspiración de referencia, para sustituir de manera definible el término ETP. La evapotranspiración aquí se calcula teniendo como base un cultivo hipotético de pasto con una altura asumida de 0.12 m, resistencia superficial fija de 70 s/m y un albedo de 0.23, esto se podría traducir en un suelo moderadamente seco que recibe un riego semanal aproximadamente (Allen, R, et al, 2006). La ecuación de Penman dio lugar, tras una modificación de Doorenbuys y Pruitt (1976) a la denominada Penman FAO (que presentó problemas de sobreestimación), y luego por Monteith (1981), a la seleccionada por la FAO como la ideal aplicable en climas húmedos y secos, en un estudio de un consorcio de institutos europeos, donde se evaluaron varios métodos a partir de datos y lisímetros en Europa. Finalmente, en un encuentro de expertos organizada por la FAO en 1990 en colaboración con la Internacional Comision on irrigation and dranaige (ICID) y la world meteorological Organization (WMO) se recomendó la adopción del método Penman Monteith, como un nuevo estándar para el cálculo de la evapotranspiración de referencia (Sanchez, M, , et al, 2005).

A la par se han dado a conocer muchos métodos de carácter físico o empírico, entre ellos destacan Bowen (1926) de base energética, Blaney y Criddle (1950) o Hargreaves, (et al, 1985), que toman como base la temperatura, e incluso otros de naturaleza aerodinámica como Christiansen (et al, 1980), todos estos métodos han

sido adaptados para condiciones locales, con características muy específicas de clima y suelo. Sin embargo se han hecho esfuerzos para que representen condiciones más generales y no tan específicas, y en este sentido, el método que más se adapta a este objetivo es el método de FAO Penman –Monteith. Esto no quiere decir evidentemente que éste sea el mejor método, en cualquier situación, sino que a medida que las condiciones locales de una zona se acercan a las condiciones a las cuales se calibró un método determinado, pues los resultados mejorarán igualmente, en referencia al método. No obstante, hay muchas posturas académicas que aseguran en base a estudios realizados que son más sensibles los parámetros aerodinámicos y de resistencia vegetativa, que los referentes a clima o temperatura dentro de los sistemas que contienen ambas bases, lo que induciría a pensar en la poca confiabilidad que representaría un método basado únicamente en base climática. (Beven, K, 1979).

De cualquier manera, como se ha mencionado anteriormente, independientemente de la base del método, lo importante y a tener en cuenta en cada uno de ellos, es que se adaptó y calibró en condiciones locales. En general se considera que el método de Penman Monteith (FAO, 1990) sobreestima la evapotranspiración de referencia por niveles de hasta 20% para condiciones de evapotranspiración bajas, (Allen, R, et al, 1998), Thornwaitte(1948) y Turc(1961) normalmente subestiman la ET durante la mayor parte del año (Murcia, 2005), Blaney y Criddle (1950) tienden promueven valores más elevados que Thornwaitte y Turc (1961) e incluso algunas veces caen en casos de sobreestimación (Sanchez, M, et al , 2005). Se ha considerado que el mejor método con pocos datos es Hargreaves, que el mejor independientemente del número de datos es el de la FAO Penman Monteith (FAO, 1990), y que el más usado pero el menos confiable es Thornwaitte, de igual manera también hay posiciones que dicen que Thornwaitte es el mejor si sólo se dispone de la temperatura como parámetro climático (Hernández, M, 1997), pero cada posición o criterio frente a los métodos se considera muy subjetivo, ya que hay zonas que coinciden en muchas características locales, con las características donde se ha calibrado cada método. A tener muy en cuenta en la elección de un método de cálculo de evapotranspiración es la escala temporal. El método de Penman proporciona resultados aceptables en periodos de hasta 10 días (Hernández, M, 1997), aunque algunos autores aseguran que es confiable en periodos mayores o menores

indistintamente (Villaman, R, et al, 2001). El método de Blaney Criddle es preferible utilizarlo en periodos largos, de un mes o más.

Al igual que el concepto de evapotranspiración de referencia (ET_o), el concepto de *evapotranspiración real o de cultivo* (ET_R) es muy importante en la gestión y aprovechamiento de los recursos hídricos, y se diferencia en el hecho que éste cobija las propiedades de vegetación y resistencia aerodinámica de un tipo de cultivo específico, y no uno estándar. Esta diferencia se logra con el coeficiente de cultivo (K_c) (Allen, R, et al, 1998). La evapotranspiración real indica en sí la verdadera, la que efectivamente está ocurriendo, a diferencia de la potencial que es la máxima posible ante condiciones óptimas de humedad. Enfatizando en el coeficiente de cultivo, este depende de muchos factores, como el estado seco o no del suelo, o del estado de crecimiento del cultivo, de esta manera el coeficiente puede ser mayor o menor a 1. Si se tiene la posibilidad de establecer un balance hídrico en la zona de estudio, el mismo balance establece la evapotranspiración real, y de esta forma se puede prescindir del coeficiente de cultivo. Es por este motivo que en la modelación hidrológica, normalmente es un parámetro importante la evapotranspiración potencial y a partir de ella se calibra su valor hasta convertirla en real (Quereda.J, 2005).

En los últimos años también se ha trabajado en modelos de evapotranspiración apoyados de sistemas de teledetección, donde la temperatura de radiación de cada pixel captada a través de imágenes NOAA, es empleada como parámetro principal de métodos de cálculo en tiempo real, como es el caso del modelo de Bowen (1998), Jensen, (et al, 1990) o incluso Penman (1948), con resultados óptimos a escala regional. Los resultados son satisfactorios y ayudan enormemente en el momento de necesitar una diferenciación escalar en espacio, para el cálculo de la ET.

Resumiendo, el cálculo de la ETP, como se ha enmarcado anteriormente ha recibido gran atención por parte de los investigadores en todas partes del mundo, de tal manera que hoy en día se encuentra toda una gama de fórmulas para su cálculo. Sin embargo el hecho de emplear una u otra fórmula determina resultados en muchos casos alejados los unos de los otros (respecto al método empleado). Los métodos anteriormente mencionados fueron calibrados y experimentados en zonas específicas.

Valdría la pena mencionar que no por el número de parámetros a tener en cuenta de cada modelo, significa que el valor de evapotranspiración real sea más cercano a dicha simulación. La implementación de los distintos métodos para evaluar la ETP en Iber se hizo en base a un caso de estudio que involucra la simulación en Iber de los procesos de evapotranspiración por diferentes métodos. Es un caso de estudio que tiene condiciones ideales para poder evaluar el fenómeno. Las marismas de Doñana se sitúan en el SO de la península Ibérica, concretamente en Andalucía, España, presentan en determinadas fechas cuerpos de agua superficial que por procesos de evaporación y transpiración evidencian un secado en el tiempo. El análisis de uno de esos cuerpos, el Lucio de los Ansares, es el objeto del siguiente apartado.

3.2.1 Un caso de estudio: el Lucio de los Ansares en las Marismas de Doñana

3.2.1.1 Implementación de los métodos de ETP.

Antes de abordar el caso en sí, se implementaron en Iber los mecanismos para la consideración de la ETP. trabaja la hidrología teniendo en cuenta dos parámetros en un espacio de control, la precipitación como entrada, y la infiltración como pérdida, en escenarios temporales cortos debido a que allí el enfoque inicial del modelo es hidráulico, y el efecto de parámetros climáticos como la evapotranspiración son casi despreciables. Una vez adaptado para CHM contempla ahora la forma de un modelo hidrológico utilizable en escenarios temporales mucho más amplios, y estos parámetros climatológicos mencionados anteriormente empiezan a cobrar gran importancia.

El valor agregado del módulo hidrológico de Iber es su sólida base hidráulica, ya que una buena modelación hidrológica incluye un buen sistema de tránsito de sus caudales superficiales, y es aquí donde se resalta la incorporación de las ecuaciones de Saint Venant en la descripción de este flujo.

La utilización de las ecuaciones completas en todos los procesos hidrológicos o hidráulicos, es algo que se expondrá posteriormente, y se evidenció que el tiempo de simulación puede verse muy afectado según escenarios de modelación donde la hidrología de cuencas implica grandes extensiones espaciales y temporales. Es posible que sea necesario potenciar los beneficios locales de la utilización de las ecuaciones completas de Saint Venant en zonas donde el transporte superficial afecta de manera

amplia las condiciones de calado y velocidades, como es en los canales centrales de flujo, y trabajar con algunas reducciones de términos, en zonas bidimensionales que aportan a los canales centrales. Es algo que se evaluó tomando como caso estudio cuencas instrumentada con datos climatológicos e hidráulicos suficientes para la simulación, calibración y validación. El modelo en este sentido debe tener la propiedad de combinar las pérdidas por infiltración y de evapotranspiración (por cualquier método seleccionado a criterio) con la variación temporal continua del calado en cada punto de la cuenca a nivel de celda y por ende la correspondiente estimación del caudal en cualquier sector.

Después de corroborar la bondad o la necesidad de ajuste del modelo hidrológico actual con base en las ecuaciones completas de Sant Venant, se buscó la manera de maximizar su rendimiento por medio el uso de ecuaciones completas en zonas donde se hace importante la propagación del flujo, y posiblemente las ecuaciones simplificadas en formas por ejemplo, de onda cinemática, o incluso métodos de balance hídrico en zonas como planicies de inundación o regiones de aportación a los canales centrales de flujo, lo anterior con el fin de reducir tiempos de simulación en el modelo Iber. Para esto se realizó un proceso de estudio y pruebas en diversos escenarios hidrológicos y teniendo como base la cuenca instrumentada que permita validar cada uno de esos experimentos.

Por otro lado, con el fin de complementar y describir la realidad hidrológica a nivel de cuenca en el modelo Iber, se incluyó en el módulo una función extra de pérdidas tipo SMA (soil moisture Accounting), que se describirá posteriormente.

3.2.1.2 Descripción de la zona y planteamiento

La marisma de Doñana es un humedal de relevancia ecológica a nivel internacional situado sobre la margen derecha del tramo final del río Guadalquivir, en las provincias de Huelva y Sevilla (SO de España). Se extiende sobre unas 27000 ha y se caracteriza por una topografía extremadamente llana sujeta a un clima de tipo mediterráneo subhúmedo con influencia atlántica y a procesos anuales de inundación y secado, típicamente prolongados entre mediados de otoño y mediados de verano, con calados máximos del orden de un metro. Como consecuencia de las alteraciones antrópicas sufridas en su comportamiento natural, desde los años 90 del siglo XX se ha

realizado un esfuerzo extraordinario de seguimiento e investigación sobre los procesos naturales relacionados con la hidrología superficial de este ecosistema. Este esfuerzo está orientado a definir las actuaciones y establecer los criterios de gestión que permitan recuperar en la medida de lo posible la funcionalidad natural de la marisma (Ramos, A, 2012).



Figura 3.5. Parque Nacional de Doñana, 18 de septiembre de 2007 (Almonte, Huelva). Fotografía de Héctor Garrido. (Fuente de texto y fotografía: Garrido, H. y García, J. M. (2009) *Armonía fractal de Doñana y las marismas*. Agencia Andaluza del Agua, Consejo Superior de Investigaciones Científicas y Lunwerg Editores.

Con el fin de analizar el proceso de evapotranspiración en el modelo Iber, de acuerdo a los métodos seleccionados para incorporar en él, se realizó una validación de cada uno de ellos en la zona del Lucio de los Ansares, dentro del Espacio Natural Doñana. El caso estudio es ideal ya que se cuenta con instrumentación suficiente y por ende información disponible en medidas climatológicas, hidráulicas e imágenes satelitales donde se puede corroborar el comportamiento de cada modelo de ET con el proceso real de secado del cuerpo de Agua en esta región.

El periodo de interés para este caso estudio es delimitado de acuerdo a la disponibilidad de información de imagen satelital ASAR para una mejor apreciación y comparación del proceso de secado por evapotranspiración. Al mismo tiempo se

verificó la disponibilidad de información climatológica e hidráulica para este mismo periodo, que se definió entre el 3 de Octubre y 7 de Noviembre de 2007.

Específicamente, se utilizó la información correspondiente a las estaciones DO2 Ánsares y DO5 Vetallengua.

Para la estación DO2 Ánsares se utilizaron los datos correspondientes a cota de agua, calado y velocidades. La información obtenida de esta estación podría resumirse en el siguiente gráfico:

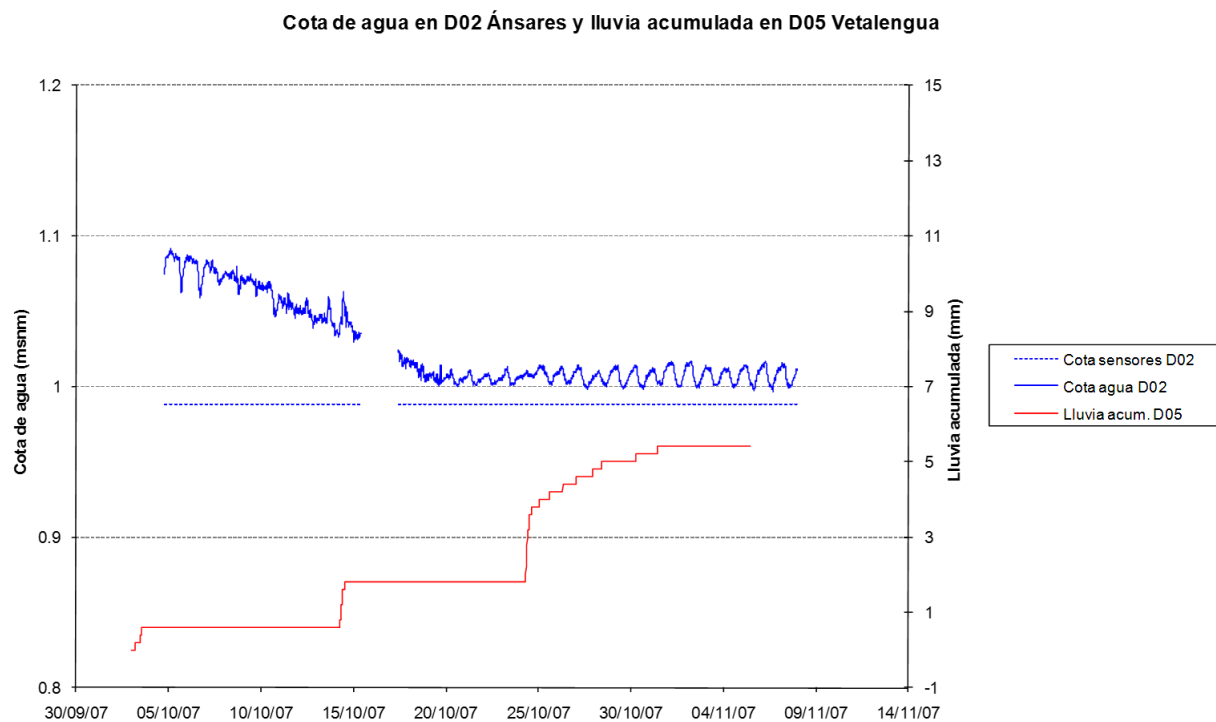


Gráfico 3.1 Cota de agua y Lluvia para el periodo de interés. (Ramos, A, 2012)

Además se usa la información de esta estación referente a la velocidad y dirección del viento.

La velocidad del viento media registrada para el periodo en referencia es de 2.94 m/s, la máxima de 15.6 m/s y una mínima de 0 m/s. Cabe resaltar que no hay disponibilidad de información para ese periodo de tiempo en el mismo año, Se usó información en el mismo periodo para el año siguiente (2008). Los datos de velocidad de la estación DO5 Vetallengua no difieren significativamente respecto a la estación DO2 Ánsares, en el periodo exacto de referencia (2007).

Respecto la estación DO5 Vetallengua se utilizó: Temperatura del Aire en °C, Humedad relativa (%), Radiación Solar Incidente (W/m²), Radiación Solar reflejada (W/m²), y velocidad del Viento (m/s).

El resumen de los datos utilizados se muestra a continuación:

RESUMEN DE DATOS CLIMATOLÓGICOS REGISTRADOS EN EL PERIODO DE REFERENCIA											
velm/s= 2.1576	velv(Km/hr)= 7.77		HR= 74.5		rad neta(W/m ²)= 171		rad neta(MJ/m ² /dia)= 14.77				
rad extraterrestre=	24.35 MJ/m ² /d			TMAX(° c)= 29.26			neta(mm/dia)= 6.03				
	9.93 mm/d			TMIN(° C)= 7.54							
LAT 36.5 horas luz=11											
TEMPERATURA MEDIA MENSUAL PERIODO DE REFERENCIA											
sep	oct	nov	dic	ene	feb	mar	abr	may	jun	jul	ago
21.6	18.2	11.7	10.2	11.8	13.3	13.7	16.4	17.2	21.6	23.4	23.0

Tabla 3-1. Datos Climatológicos a usar por los modelos de ET, para la zona y periodo de referencia.

Además de la información anterior, fundamental para la aplicación de los diferentes métodos de ET, se dispone del modelo de elevación digital con lo cual se formó en GID una malla de 3000 elementos distribuidos de acuerdo a condiciones de permisión máxima de error cordal relativo igual a 1%, absoluto de 0.1m y un tamaño máximo de elemento igual a 150 m, donde se calcula de manera individual el comportamiento del calado ante el efecto de la evapotranspiración de referencia. Además se tuvo en cuenta las siguientes condiciones iniciales dentro del pre-procesamiento de datos en Iber:

- Elevación inicial de 1.08 m.s.n.m
- Coeficiente de rugosidad de Manning: 0.030 (arena o arcilla)

Los datos de lluvia introducidos al modelo fueron los presentados en la Tabla 3-2.

En general, el régimen hidrológico de una cuenca está en función de características físicas, geológicas, topográficas y climatológicas. Los factores climatológicos más importantes son la precipitación y la evaporación, de esta forma, la temperatura, humedad del aire y los vientos ejercen influencia sobre la precipitación y evapotranspiración.

Tiempo(s)	Intensidad (mm/hr)	Tiempo(s)	Intensidad (mm/hr)
0	0	1846800	1.2
18600	1.2	1847400	0
19200	0	1848600	1.2
40200	1.2	1849200	0
40800	0	1850400	1.2
49200	1.2	1851000	0
49800	0	1854600	1.2
971400	1.2	1855200	0
972000	0	1858800	1.2
977400	1.2	1859400	0
978000	0	1866600	1.2
981000	1.2	1867200	0
981600	0	1905000	1.2
983400	1.2	1905600	0
984000	0	1952400	1.2
987000	1.2	1953000	0
987600	0	2014800	1.2
996600	1.2	2015400	0
997200	0	2077200	1.2
1840800	1.2	2077800	0
1841400	0	2195400	1.2
1842600	1.2	2196000	0
1843200	0	2355000	1.2
1844400	1.2	2355600	0
1845000	0	2454600	1.2
1845600	1.2	2455200	0
1846200	0		

Tabla 3-2. Información de Lluvia para la zona del Lucio de los Ánsares. Estación DO5 Vetallengua, periodo de estudio

a. Precipitación

Para la medición de la precipitación se utilizan los pluviómetros y los pluviógrafos, esta se expresa como la altura caída y acumulada sobre una superficie plana e impermeable; los datos pueden ser diarios, mensuales o anuales y se expresa en mm. Para el caso en estudio se requieren los datos diarios de precipitación de las estaciones que tengan influencia en la cuenca de estudio. Los datos utilizados corresponden a la estación de Vetallengua.

b. Evaporación y Evapotranspiración

Para el caso en estudio se utilizaron los datos diarios, mensuales o anuales de temperatura, humedad relativa, radiación solar o velocidad del viento, según sea el caso de método de evapotranspiración (mencionado en el apartado 4.2), de las estaciones de Ánsares y Vetallengua.

De acuerdo a la utilización de diferentes procedimientos y su aplicabilidad en diversidad de escenarios en el mundo, se escogió un total de 7 métodos que representan el cálculo de la evapotranspiración potencial y que de acuerdo a estudios realizados son de mejor o peor adaptabilidad según características locales

específicas. Sin embargo, algunos de ellos de naturaleza energética y dinámica, suelen representar generalmente bien el proceso. Los métodos que se tuvieron en cuenta, que se explican más detalladamente en cuanto a sus parámetros y ecuaciones en el ANEXO 1, son:

- ✓ Método de Cálculo de Evaporación por Balance Energético
- ✓ Método de Jensen-Haise.
- ✓ Método de Blaney Criddle.
- ✓ Método de Thornthwaite.
- ✓ Método De Hargreaves Modificado.
- ✓ Método de Christiansen.
- ✓ Método De Fao-Penman-Monteith

Estos métodos fueron implementados en el modelo Iber, para ser aplicados al caso de estudio correspondiente al Lucio De Los Ansares, en el espacio Natural Doñana, Andalucía, España. A continuación se presenta una tabla resumen de los métodos para calcular la evapotranspiración potencial con los datos necesarios de entrada.

MÉTODO	VARIABLES DE ENTRADA
Thornthwaite	Temperatura diaria o media mensual
Hargreaves	Temperatura media mensual o diaria Radiación Solar
Christiansen	temperatura media mensual o diaria del aire humedad relativa media mensual velocidad del viento promedio mensual brillo solar actual mensual brillo solar teórico mensual radiación extraterrestre en la atmósfera Elevación promedio de la zona
Penman	temperatura del aire velocidad media del viento presión atmosférica media en función de la elevación la presión de vapor de saturación radiación extraterrestre
Blaney Criddle	Temperatura Porcentaje Horas Luz diaria.
Jensen	Radiación Solar Temperatura media mensual o diaria
Balance de energía	Radiación Neta Temperatura media diaria Densidad del agua.

Tabla 3-3. Información necesaria de acuerdo al método de ETP.

Una vez organizada la información disponible de datos climatológicos e hidráulicos en zona de estudio, se modeló el proceso hidrológico, después de involucrar los métodos dentro del código de Iber. Dadas las condiciones de impermeabilidad predominante en el suelo de la zona de estudio, se ignoran las pérdidas por infiltración, dejando como única fuente de pérdidas las referidas a Evapotranspiración. Aquí se tiene en cuenta la evapotranspiración potencial (ETP), en general para todos los métodos, ya que es la condición que de acuerdo a la disponibilidad hídrica del periodo de referencia, representa mejor las condiciones físicas de la zona. Sin embargo hay que aclarar que el método de FAO Penman-Monteith, trata específicamente la evapotranspiración de referencia (ET_o), y es el método recomendado por la FAO, pero esta denominación tiene el mismo fundamento teórico de la ETP. Sin embargo cada zona en el mundo, como ya se explicó anteriormente tiene condiciones muy específicas de climatología y los métodos son muy subjetivos aún hoy en día.

3.2.1.3 Resultados en el Lucio de los Ansares

A continuación se presentan los resultados de modelación de cada método para este caso estudio. Primero se enfatizan los parámetros empleados por cada método y al final se enuncia el valor de calado inicial, y calado final (en el mismo elemento), que son los dos puntos a tener en cuenta ya que son los valores a comparar o “validar” con el dato real de cambio de calado medido en la estación DO2-Ánsares y que se fijó en 6.5 cm.

✓ MÉTODO DE THORNWAITE: (EVAPOTRANSPIRACIÓN)

Parámetros del método:

- Temperatura media mensual (°C): 18.2
- Horas día promedio en el mes de estudio: 11
- Número de días del mes: 31
- Temperaturas medias de Enero a Diciembre (°C): 11.8, 13.3, 13.7, 16.4, 17.2, 21.6, 23.4, 23.0, 21.6, 18.2, 11.7.

Valor de calado inicial: 0.31m

Valor de calado al final del periodo: 0.25m

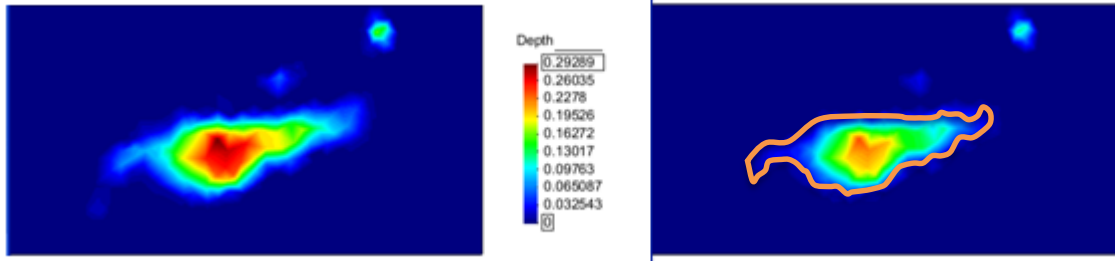


Figura 3.6. Visualización del estado Pre y Post modelación de la ETP en la zona y periodo de estudio. Método de Thornwaitte.

✓ MÉTODO DE HARGREAVES: (EVAPOTRANSPIRACIÓN)

Parámetros del método:

- Temperatura media mensual (°C): 18.2
- Radiación extraterrestre (mm/día): 9.93
- Temperatura máxima diaria mensual (°C): 29
- Temperatura mínima diaria mensual (°C): 7.5

Valor de calado inicial: 0.31m

Valor de calado(al final del periodo): 0.31m

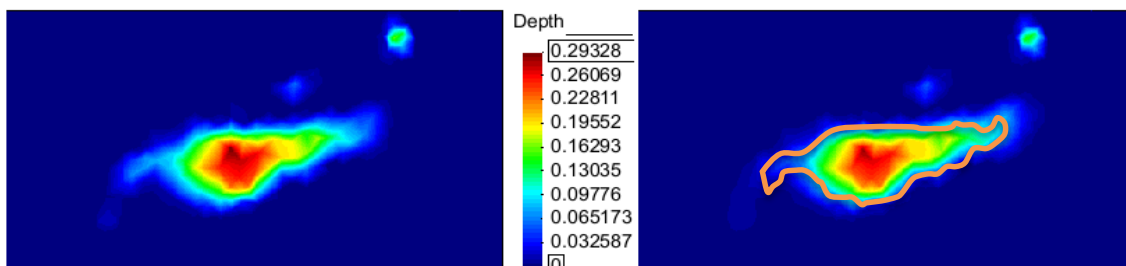


Figura 3.7. Visualización del estado Pre y Post modelación de la ETP en la zona y periodo de estudio. Método de Hargreaves.

✓ MÉTODO DE CHRISTIANSEN (EVAPOTRANSPIRACIÓN)

Parámetros del método:

- Radiación extraterrestre (mm/día): 9.93
- Días del mes: 31
- Velocidad del viento (Km/h): 10.6
- Humedad Relativa: 0.745
- Temperatura media del mes (°C)= 18.2
- Horas de Brillo solar sobre un teórico (12): 0.92
- Altitud sobre el nivel del mar (m.s.n.m): 1

Valor de calado inicial: 0.30m

Valor de calado(al final del periodo): 0.20m

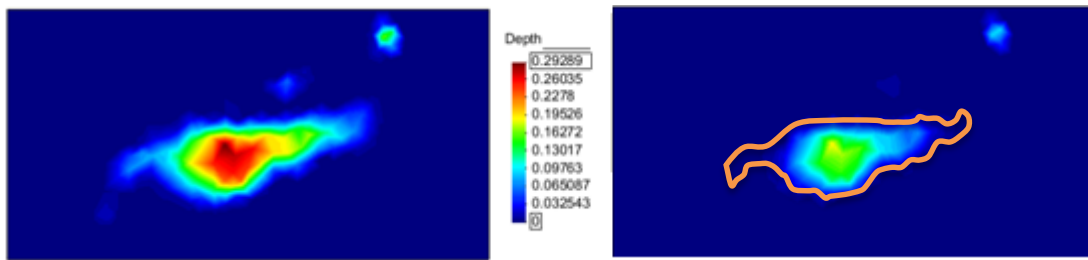


Figura 3.8. Visualización del estado Pre y Post modelación de la ETP en la zona y periodo de estudio. Método de Christiansen.

✓ MÉTODO DE PENMAN MONTHIEIT FAO (EVAPOTRANSPIRACIÓN)

Parámetros del método:

- Radiación neta (MJ/m²/día): 14.77
- Temperatura periodo uno (°C): 18.2
- Temperatura periodo dos (°C): 11.7
- Diferencia en días entre el periodo uno y dos: 30
- Altitud sobre el nivel del mar (m.s.n.m): 17
- Velocidad del viento (m/s): 2.94
- Temperatura de punto de Rocío (°C): 13

Valor de calado inicial: 0.30m

Valor de calado(al final del periodo): 0.14m

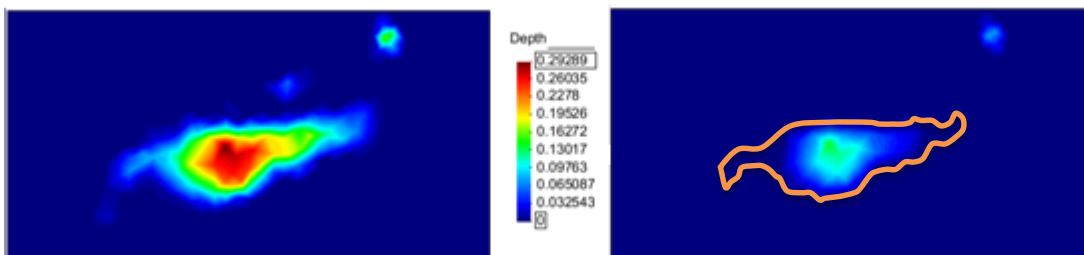


Figura 3.9. Visualización del estado Pre y Post modelación de la ETP en la zona y periodo de estudio. Método de Penman Montheit FAO.

✓ MÉTODO DE BLANEY CRIDDLE (EVAPOTRANSPIRACIÓN)

Parámetros del método:

- Coeficiente de corrección por humedad relativa: 1.0
- Temperatura media diaria mensual (°C): 18.2

- Porcentaje diario de horas luz del mes en decimales: 0.46

Valor de calado inicial: 0.30m

Valor de calado(al final del periodo): 0.04m

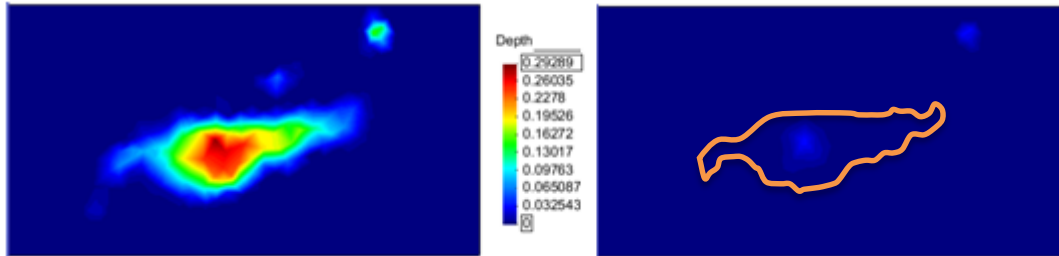


Figura 3.10. Visualización del estado Pre y Post modelación de la ETP en la zona y periodo de estudio. Método de Blaney Criddle.

✓ MÉTODO DE BALANCE DE ENERGÍA (EVAPORACIÓN)

Parámetros del método:

- Radiación Neta (w/m2): 170.95
- Temperatura media diaria mensual (°C): 18.2
- Densidad del agua (Kg/m³): 997

Valor de calado inicial: 0.30m

Valor de calado(al final del periodo): 0.30m

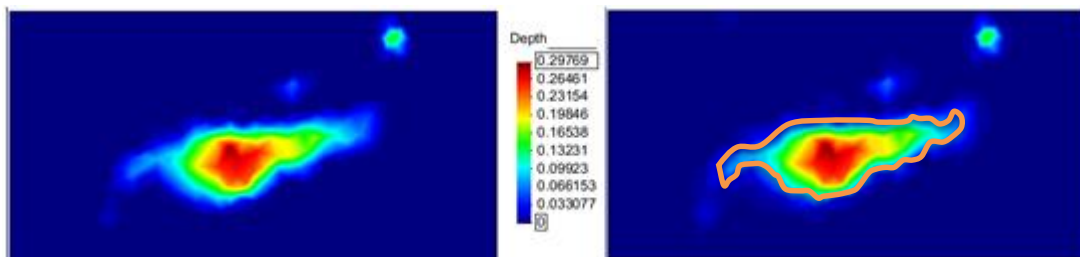


Figura 3.11 Visualización del estado Pre y Post modelación de la ETP en la zona y periodo de estudio. Método de Balance de Energía.

✓ MÉTODO DE JENSEN-HAISE (EVAPOTRANSPIRACIÓN)

Parámetros del método:

- Radiación solar Neta (mm/día): 9.93
- Temperatura media diaria mensual (°C): 18.2

Valor de calado inicial: 0.30m

Valor de calado(al final del periodo): 0.12m

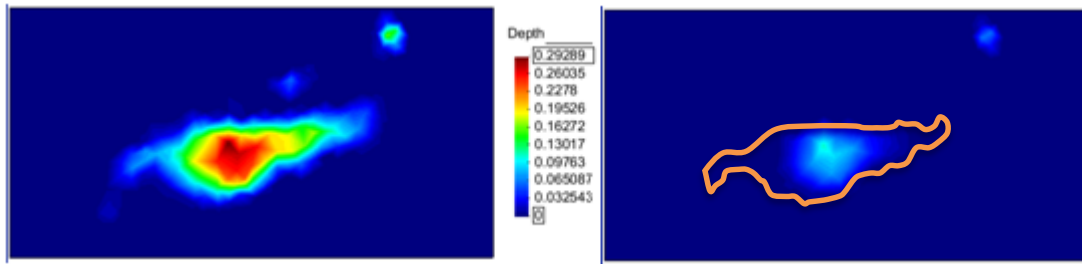


Figura 3.12 Visualización del estado Pre y Post modelación de la ETP en la zona y periodo de estudio. Método de Jensen-Haise.

Cada uno de los métodos de acuerdo a su base teórica y dependiendo de su orientación energética o aerodinámica, o energética y aerodinámica, o simplemente empírica, arroja resultados que se adaptan más o menos a las condiciones físicas de la zona de estudio. Por este motivo un modelo hidrológico debe contar con una buena cantidad de opciones de cálculo de evapotranspiración potencial y en lo posible, validarlo de manera física, para caracterizar lo más preciso posible uno de los parámetros de mayor impacto en el balance hídrico de una región (Hernández, M, 1997).

Para este caso específico, el modelo que mejor se adaptó a las condiciones del Lucio de los Ánsares y su proceso de secado en este periodo, fue el método de Thornwaitte, logrando estimar una pérdida por ET de 6 cm, frente a los 6.5 medidos en la estación, y llama la atención la sobre estimación que aporta el método de FAO-Penman-Monteith (16 cm), el cuál reúne la mayor cantidad de variables climatológicas en su proceso de cálculo. Cabe resaltar que este arroja un valor teórico de Evapotranspiración de referencia, y podría hacerse importante en este caso particular el uso del coeficiente de cultivo y así lograr una mejor estimación en el resultado de ETR de este método, sin embargo para este caso, donde se supone que están dadas las condiciones para cumplirse el valor potencial de la evapotranspiración, por condiciones de humedad disponible, el método simplemente no logra una validación de acuerdo a su estructura, para esta zona específica, lo que si logra Thornwaitte.

Los demás métodos presentan mejores o peores validaciones, también es importante resaltar que el método de Hargreaves, uno de los considerados por muchos autores (Sanchez, M, et al, , 2005) como el mejor de los métodos empíricos de base no física, en este caso no presentó resultados satisfactorios ya que subestimaron notablemente

la ET, respecto a la lluvia caída en el periodo. Sin embargo, hay que aclarar que los mejores resultados, con excepción de lo ya mencionado acerca de Thornwaitte, los presentaron los métodos de base energética y aerodinámica, que para este caso hacen referencia a los métodos de Penman Monteith y de Christiansen. Las metodologías que presentaron una mayor sobreestimación de resultados fueron en general los métodos de base energética, como es el caso de Blaney y Jensen. A continuación se expone una tabla explicativa de estos resultados.

Método	Base	número de parámetros	pérdida estimada por ET o Ev (cm)	Sobreestimación (cm)	Subestimación (cm)	Error(%)
Thornwaitte (EtP)	temperatura	4	6	-	0.5	7.7
Hargreaves(ETP)	energética	4	0	-	6	100.0
Christiansen(EtP)	aerodinamica y energética	7	10	4	-	53.8
Penman Monteith FAO(Eto)	aerodinamica y energética	7	16	10	-	146.2
Blaney Criddle(ETP)	energética	3	29.6	23.6	-	355.4
Balance de Energía(Ev)	energética	3	0	-	6	100.0
Jensen Haise(ETP)	energética	2	18	12	-	176.9

Tabla 3-4 Resumen general de datos de ET obtenidos por los diferentes métodos tomando como punto de comparación el dato medido de pérdida por ET en la estación Ánsares.

La tabla anterior podría dar para discutir acerca de ese porcentaje de error que en la mayor parte de los casos podría considerarse escandaloso, sin embargo hay que tener en cuenta que estas metodologías de cálculo se afinan de manera significativa mientras se analicen periodos de tiempo más largos. Pese a ello, un factor a tener en cuenta y que puede incidir en el resultado de estos modelos a nivel de calado, es la acción del viento en el tiempo y su posible afección hacia el movimiento de expansión del cuerpo de agua, lo que supondría la conservación del recurso en cantidad, pero en una mayor extensión. Es un punto que se intenta analizar posteriormente. Los valores empleados en la modelación fueron los ya mencionados referentes a la estación DO2 Ánsares:

tiempo(s)	velx(m/s)	vely(m/s)	tiempo(s)	velx(m/s)	vely(m/s)
0	1.7	2.9	1846800	-0.4	0.0
18600	0.0	1.2	1847400	0.1	0.5
19200	0.1	1.2	1848600	-0.5	0.8
40200	-0.7	1.1	1849200	0.0	2.5
40800	-0.8	1.7	1850400	-0.5	2.3
49200	2.6	-1.0	1851000	1.4	2.5
49800	-1.4	3.0	1854600	1.4	2.3
971400	-0.5	-0.6	1855200	1.8	2.7
972000	0.5	1.0	1858800	2.2	2.9
977400	-0.8	0.6	1859400	3.1	3.4
978000	-0.1	2.1	1866600	2.8	4.2
981000	-1.5	2.6	1867200	0.5	2.2
981600	-2.9	-1.1	1905000	-1.6	0.0
983400	-2.0	-3.4	1905600	2.5	2.6
984000	-2.8	-3.4	1952400	-2.4	-4.6
987000	-2.6	-3.0	1953000	-2.3	0.5
987600	-2.6	-0.8	2014800	-2.8	-4.5
996600	-2.1	2.2	2015400	-3.6	1.1
997200	-0.9	1.9	2077200	0.8	-0.5
1840800	-0.6	0.0	2077800	1.9	2.7
1841400	-0.7	0.0	2195400	8.3	0.0
1842600	-0.5	-0.3	2196000	3.9	-0.1
1843200	-2.0	0.7	2355000	1.5	-0.4
1844400	-1.7	1.0	2355600	2.9	5.4
1845000	-1.5	0.6	2454600	3.8	3.8
1845600	-1.3	0.5	2455200	3.9	3.6
1846200	-0.8	-0.1			

Tabla 3-5 Datos de viento Estación DO2 Ánsares, periodo Octubre 2008.

De esta manera, el valor final del calado de acuerdo a cada método empleado es el siguiente:

Método de Thornwaitte: 21 cm

Método de Hargreaves: 29 cm

Método de Christiansen: 15 cm

Método de Penman Montheit FAO: 8 cm

Método de Blaney Criddle: 0.0 cm

Método de Balance de Energía: 29.2 cm

Método de Jensen-Haise: 4 cm

Los resultados para este caso estudio aportan conclusión para este caso en específico y no puede generalizar el comportamiento de un método o de los métodos expuestos de evapotranspiración potencial, de acuerdo a que conceptualmente cada uno de los métodos son calibrados y adaptados a condiciones locales, algunos tratan de involucrar más variables para ser un poco más generales, pero su calibración de igual manera ha sido de carácter local (Sánchez, M, et al, 2005). A pesar que se recomienda abiertamente el uso del método FAO Penman Monteith en general (Allen,

R, et al, 1998), algunos métodos se adaptan mejor a algunas condiciones locales, como es el presente caso, donde los mejores resultados los arroja Thornwaitte, dejando claro que es la metodología que mejor se adapta a las condiciones que inducen a la evapotranspiración de la zona del lucio de los Ánsares.

3.3 Submodelo de transferencia vertical

El submodelo de transferencia vertical se justifica por la transferencia de agua entre las diferentes capas (o *layers*) del suelo, es decir, entre la zona superficial, la zona sub superficial, y la zona subterránea, como se ha decidido dividir verticalmente cada celda del modelo. La división en tres capas verticales y no más o menos, radica en que es el mínimo número necesario para lograr un seguimiento de los principales procesos que intervienen en la modelación hidrológica: la zona superficial, donde el proceso de evapotranspiración es relevante, la zona subsuperficial, con la infiltración, y la zona subterránea con la percolación y alimentación de acuíferos. La utilización de un número mayor de capas o *layers*, significaría una discretización mucho mayor del proceso vertical, sin embargo la incertidumbre en el valor y número de parámetros que se generan, no compensaría el grado de exactitud de la simulación (Beven, K, 1996) y aumentaría sustancialmente la complejidad y la confusión a la hora de calibrar los parámetros.

El modelo que se ha escogido, dada su simplicidad en el manejo de sus parámetros en el momento de calibración, el significado físico de cada uno de ellos y los resultados de simulación mostrados en diferentes estudios realizados alrededor del mundo (Fernández, W, et al, 2000, Caro, C, et al, 2003, Alley, W, 1984), especialmente en trabajos relacionados a nivel de cuenca, es el modelo abcd de Thomas. Específicamente, y para mencionar algunos ejemplos, el modelo ha sido empleado con éxito en sus calibraciones, en China (Shenglian, G, et al, 2002), Estados Unidos (FERNANDEZ, W, et al, 2000) y Colombia (Caro, C, et al, 2003).

A pesar que son muchos los modelos tipo CHM que se utilizan actualmente, como el SMA utilizado en SWAT, o el modelo TETIS (universidad politécnica de Valencia), o el modelo SAC-SMA, el modelo de Thomas cobra un interés especial ya que posee una larga tradición en su utilización, y ha mostrado como se mencionó anteriormente, resultados notorios a nivel de cuenca, esto quiere decir, a escalas espaciales y

temporales altas. Debido a que el modelo Iber trabaja en escala temporal a nivel de segundos y la escala espacial generalmente es pequeño, el objetivo que se plantea es doble: por un lado generalizar Iber para poder ser aplicado a escalas temporales altas, por otro lado adaptar el modelo abcd, que ha dado resultados muy aceptables a nivel cuenca para que sea aplicado a nivel de escalas temporales bajas, y de esta manera aprovechar sus bondades pero ahora en un contexto de un modelo de volúmenes finitos.

3.3.1 Modelo abcd de Thomas. Ecuaciones y aplicabilidad.

El modelo de Thomas un modelo no lineal de cuenca que acepta la precipitación y la evapotranspiración como entradas, que trabaja con una escala de tiempo mensual. Internamente el modelo representa el almacenamiento del suelo, el almacenamiento subterráneo, la escorrentía, el flujo subterráneo y la evapotranspiración real. Es el modelo más recomendado (Fernández, W, et al (2009)) de cuenca a nivel mensual en comparación con otros modelos de cuenca, referenciado por Alley (1984, 1985). Un esquema global del modelo se observa en la Figura 3.13 Esquema de modelo CHM, basado en el modelo de Thomas.

El modelo define dos Variables de estado. W_t , que indica el agua disponible. Y Y_t que indica la oportunidad de evapotranspiración.

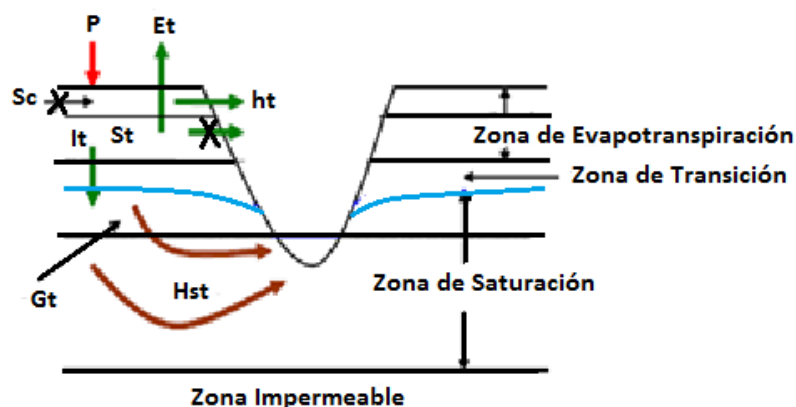


Figura 3.13 Esquema de modelo CHM, basado en el modelo de Thomas.

Éstas parten de la ecuación básica de continuidad a un volumen de control.

$$P_t - E_t - I_t - Ro_t = S_t - S_{t-1} \quad (3.1)$$

$$I_t = R_{gt} \quad (3.2)$$

Donde P_t representa la precipitación durante el periodo t , E_t es la evapotranspiración para el final del periodo, I_t se refiere a la infiltración del periodo y Ro_t a la escorrentía superficial del mismo. Además S_{t-1} es el contenido de humedad en el inicio del periodo t , y S_t el contenido de humedad al final del mismo periodo. Reagrupando lo anterior:

$$(P_t + S_{t-1}) - (E_t + S_t) = Ro_t + I_t \quad (3.3)$$

$$I_t = R_{gt} \quad (3.4)$$

Donde R_{gt} hace referencia a la recarga en el acuífero para el periodo.

El agua disponible es definida como

$$W_t = P_t + S_{t-1} \quad (3.5)$$

La oportunidad de evapotranspiración, eventualmente será evapotranspiración, y es definida como:

$$Y_t = E_t + S_t \quad (3.6)$$

Donde E_t representa la evapotranspiración actual durante el periodo t y S_t representa la humedad del suelo al final del periodo t . La oportunidad de evapotranspiración se postula como una función no lineal del agua disponible (w_t):

$$Y_t(W_t) = \frac{W_t + "b"}{2 \cdot "a"} - \sqrt{\left(\frac{W_t + b}{2 \cdot "a"}\right)^2 - \frac{W_t \cdot "b"}{"a"}} \quad (3.7)$$

Esta función asegura que $Y_t \leq W_t$. El límite superior de W_t es b . Aparte de esto, la función $Y(W)$ no tiene otra significancia. La localización del agua disponible Y_t entre E_t y S_t se logra al asumir que la tasa de pérdida de la humedad del suelo debida a evapotranspiración es proporcional a la cantidad de humedad en el suelo mismo. De esta forma se tiene:

$$\frac{dS}{dt} = \frac{-ETP.S}{b} \quad (3.8)$$

Donde ETP es la evapotranspiración Potencial. Resolviendo la ecuación diferencial y asumiendo $S_{t-1}=Y_t$:

$$S_t = Y_t \cdot e^{-\frac{ETP_t}{b}} \quad (3.9)$$

La diferencia entre el agua disponible y la oportunidad de evapotranspiración es también la suma de la recarga subterránea y la escorrentía superficial ($W_t - Y_t = Ro_t + I_t$). El parámetro "c" determina la cantidad ($W_t - Y_t$) entre la recarga subterránea $c.(W_t - Y_t)$ y la escorrentía directa $(1-c).(W_t - Y_t)$.

$$I_t = c.(W_t - Y_t) \quad (3.10)$$

$$Ro_t = (1 - c).(W_t - Y_t) \quad (3.11)$$

Finalmente la parte destinada a flujo subterráneo es $d.G_t$, donde d es el cuarto parámetro del modelo y G_t es el almacenamiento subterráneo al final del periodo t. G_t es modelado usando la ecuación de continuidad. G_t al final del periodo t es igual al almacenamiento subterráneo anterior G_{t-1} más la recarga actual, y menos el flujo subterráneo.

$$G_t = G_{t-1} + c.(W_t - Y_t) - d.G_t \quad (3.12)$$

Si se empleara este modelo, como se ha hecho hasta el momento a nivel de modelo agregado de cuenca, para evaluar el caudal total que llega al río, se debería tener en cuenta:

$$Q_t = (1 - c).(W_t - Y_t) + d.G_t \quad (3.13)$$

El modelo tiene cuatro parámetros con significado físico. El parámetro a ($0 < a < 1$) refleja la tendencia de la escorrentía a producirse antes de que el suelo esté totalmente saturado (Fernandez. W, et al, 2000). Alley en 1984 comenta que este

parámetro se encuentra en el rango de 0.95 y 0.99 en amplias regiones de los Estados Unidos. La escorrentía se espera que decrezca con el aumento de la permeabilidad, por lo tanto el parámetro "a" se modela realizando un modelo de regresión lineal: $\alpha - \beta \cdot p$. Donde α y β son los parámetros de regresión regional y p es la permeabilidad.

El parámetro b es el límite superior de la suma de la evapotranspiración real E_t y el almacenamiento de humedad en el suelo. Presumiblemente este parámetro depende de la habilidad de la cuenca de mantener agua en el horizonte o layer superior del volumen de control. Se modela mediante la relación física: $\alpha + \beta \cdot p$.

El parámetro c es igual a la fracción de flujo que surge de la descarga subterránea, y se mantiene de la siguiente manera $c = \alpha + \beta \cdot BFI$, donde BFI es el flujo base, que puede estimarse de diferentes maneras teóricas.

El parámetro d indica la fracción del almacenamiento subterráneo que se incluye como flujo base. Puede aproximarse como $d = \alpha - \beta \cdot \ln(k)$. Donde k indica la constante de recesión del flujo base (Vogel (1996)).

3.3.2 Adaptación del modelo de Thomas como modelo de transferencia vertical al método de los volúmenes finitos.

El modelo de transferencia vertical, en este caso, el modelo de Thomas, debe emplearse de una forma donde sus resultados se acomoden al modelo de transporte dentro del esquema hidrológico bidimensional en volúmenes finitos. Para ello, se parte del hecho que hasta ahora el modelo se ha manejado sobre todo a escala mensual. Ello no implica que sólo pueda usarse a esta escala, ya que las ecuaciones que maneja, se basan en el principio de continuidad y representan de manera lógica el proceso en el perfil vertical de un volumen de control del suelo. Los modelos tipo CHM que se encuentran ligados a modelos distribuidos comerciales, en principio trabajaron como modelos agregados, como en el caso del modelo de Thomas.

Como modelo hidrológico, es importante tener en cuenta los siguientes componentes mínimos de consecución en el submodelo de transferencia vertical, celda a celda: el calado superficial de escorrentía, el nivel de flujo para transporte subterráneo, el

almacenamiento subterráneo, la recarga, y la evapotranspiración real. Las ecuaciones estándar del modelo de Thomas se modifican teniendo en cuenta que se trabaja ahora a escala espacial de volumen finito y no de manera agregada, y por otro lado el paso de tiempo de cálculo ahora puede ser del orden de segundos, o menos, mientras que el modelo estándar de Thomas trabaja a escala mensual.

Para tener en cuenta estas diferencias, se requiere hacer las siguientes consideraciones:

1. El parámetro b representa el valor máximo de la suma entre la humedad del suelo y la evapotranspiración real en un mes.
2. El parámetro d representa el inverso del tiempo de residencia del agua subterránea. En su aplicación se debe tener en cuenta que al paso de tiempo ahora puede ser distinto al mes.
3. Para poder considerar la recarga del acuífero debido a la existencia de agua encharcada, o circulando por encima del terreno, incluso en el caso que no haya precipitación, se adapta el método permitiendo eliminar la suposición inicial de Thomas de supresión del encharcamiento inicial.

3.3.2.1 Tratamiento del parámetro b

El parámetro b interviene, en la aplicación del método de Thomas, en las ecuaciones (3.7) a (3.9). En ellas el significado de b es un máximo de la suma de la humedad del suelo y la evapotranspiración real. En la aplicación estándar del método, este máximo considera la evapotranspiración que puede ocurrir durante un mes. Si el paso de tiempo no es ahora un mes, sino un Δt genérico, las ecuaciones anteriores deben escribirse:

$$Y_t(W_t) = \frac{W_t + b_{\Delta t}}{2 \cdot "a"} - \sqrt{\frac{(W_t + b_{\Delta t})^2}{2 \cdot "a"} - \frac{W_t \cdot b_{\Delta t}}{"a"}} \quad (3.14)$$

$$S_t = Y_t \cdot e^{-\frac{ETP_{\Delta t}}{b_{\Delta t}}} \quad (3.15)$$

Siendo $b_{\Delta t}$ la suma de humedad y evapotranspiración en el paso de tiempo de cálculo, y $ETP_{\Delta t}$ la evapotranspiración potencial en el mismo período. Atendiendo al significado físico de b , se propone la siguiente expresión para $b_{\Delta t}$:

$$b_{\Delta t} = b - ETP_t + \Delta t \cdot ETP_{\Delta t} \quad (3.16)$$

3.3.2.2 Tratamiento del parámetro d

El parámetro d interviene en las ecuaciones (3.8), (3.9). Éstas son dos expresiones clásicas del método de Thomas, coherentes si d se expresa en unidades de 1/mes. En general, para que fueran dimensionalmente consistentes, sería:

$$G_t = G_{t-1} + c \cdot (W_t - Y_t) - d \cdot \Delta t \cdot G_t \quad (3.17)$$

$$Q_t = (1 - c) \cdot (W_t - Y_t) + d \cdot \Delta t \cdot G_t \quad (3.18)$$

Ecuaciones que coinciden con las anteriores si $\Delta t=1$. Estas dos últimas expresiones son las utilizadas en el esquema de cálculo, haciendo además la consideración que d debe ser coherente con las unidades consideradas. Iber trabaja en sistema internacional (tiempos en segundos), por lo que, por ejemplo, para una cuenca con un valor $d = 0.3 \text{ mes}^{-1}$ sería ahora $d = 1.16 \cdot 10^{-7} \text{ s}^{-1}$.

3.3.2.3 Tratamiento del término de encharcamiento inicial

El método de Thomas, en su versión convencional, supone que el agua disponible es la precipitación. Al enmarcarlo en un esquema integrado hidráulico – hidrológico, en determinadas zonas el agua disponible no será sólo la precipitación, sino también el calado de agua existente por encima del terreno h . Para poderlo tener en cuenta, éste se suma al agua disponible en el término W . De esta manera las ecuaciones se ven modificadas según:

$$W_t = P_t + S_{t-1} + henc_t \quad (3.19)$$

$henc_t$ corresponde al encharcamiento inicial del volumen finito.

El resto de las ecuaciones necesarias para la determinación del caudal superficial, la recarga y el caudal subterráneo se mantienen ((3.1) a (3.13)). En principio el término W del modelo de Thomas hace referencia al agua disponible para el intervalo de tiempo de trabajo seleccionado, sin embargo en teoría el modelo ignora el encharcamiento inicial, ya que inicialmente está pensado a nivel de modelo de cuenca agregado.

Para el caso de inclusión del modelo en el esquema hidrológico de volúmenes finitos, es necesario tener en cuenta este calado inicial, representativo de lagunas, lagos, o simples acumulaciones superficiales, y también presente en los cauces de los ríos.

Para la inclusión de este término de encharcamiento dentro del modelo de transferencia vertical debe establecerse la cantidad de ese encharcamiento que puede ser disponible en el instante de tiempo dado. De esta manera, así como S_{t-1} o P_t mantienen sus magnitudes de acuerdo al instante t que se maneja, $henc_t$ también debe estar de acuerdo al máximo contenido de encharcamiento disponible para ese instante de tiempo tratado.

De esta manera, se establece un máximo contenido de encharcamiento posible disponible a utilizar por el modelo de transferencia vertical en ese instante de tiempo, de acuerdo a la tasa máxima de infiltración.

$$Henc_t = T_{maxinf} \cdot \Delta t \quad (3.20)$$

Donde T_{maxinf} es la tasa máxima de infiltración. Cabe remarcar que esta tasa máxima de infiltración limita el agua que se introduce al subsuelo. Para reestablecer la hipótesis de no existencia de encharcamiento, se debería establecer un tasa de infiltración superior a la máxima intensidad de lluvia.

3.4 Sub modelo de transporte

3.4.1 Sub modelo de transporte superficial

Del modelo de transferencia vertical se obtienen como productos principales el calado disponible para transporte subterráneo (h_{st}) y el calado disponible para flujo superficial (h_t). A partir de este último se inicia el proceso de transporte superficial, cuya propagación seguirá un esquema numérico que puede ser tan simple como complejo.

Como se ha mencionado anteriormente, las ecuaciones de Saint Venant describen el flujo de agua en lámina variable de manera muy aproximada, es decir, las ecuaciones describen la realidad del proceso sin simplificaciones (Bladé, E, et al, 2009). A pesar de

ello, el costo computacional aún hoy en día es alto, y en el contexto de la hidrología, mucho mayor. El modelo que se plantea en esta investigación contempla la conjugación del contexto hidráulico y el hidrológico. De esta manera y como se ha mostrado anteriormente, el beneficio de ser un modelo continuo sin pérdidas hidrológicas, donde lo infiltrado puede llegar a retornar a la superficie en un momento dado, permite que las cantidades y magnitudes de lo transportado superficialmente, sea más realista y tenga un mejor ajuste hidráulico, lo cual puede beneficiar mejores representaciones en escenarios como inundabilidad. Sin embargo, en modelización hidrológica debe tenerse en cuenta que respecto a la hidráulica, por ejemplo, algunos procesos físicos no son tan relevantes, y es allí donde algunas simplificaciones pueden ser tenidas en cuenta. Por ejemplo, los términos de inercia, en zonas de aportación tenderían a cobrar menos importancia que en zonas de río. Es por ello que se ha decidido dar la posibilidad de acrecentar las bondades del esquema en volúmenes finitos, disminuyendo los tiempos de simulación, sin perjudicar la caracterización del flujo. Una simplificación de las ecuaciones de Sant Venant que logra de manera acertada lo anterior es el método de la onda difusiva, donde únicamente se tienen en cuenta los términos de gravedad, rozamiento y presión, ignorando los de inercia.

En zonas de aportación, entonces podría utilizarse onda difusiva, y en zonas de río las ecuaciones completas de Sant Venant, las cuales son usadas actualmente sin distintivo de zonas. El esquema de resolución por medio de volúmenes finitos hace que el método de onda difusiva sea muy claro y sencillo de implementar (Chaudhry, M, 2008).

Partimos de la ecuación de continuidad bidimensional:

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{\partial Q}{\partial y} = q \quad (3.21)$$

El término independiente q , tendrá relación con las entradas o pérdidas extras a la celda, en nuestro caso hace referencia directa al caudal extra o disminución generada por el modelo de transferencia vertical.

Que para un esquema de volúmenes finitos se resolvería en:

$$\int_V \frac{\partial h}{\partial t} dV + \int_V \left(\frac{\partial q}{\partial x} + \frac{\partial q}{\partial y} \right) dV = \int_V q dV \quad (3.22)$$

V se refiere al área del volumen finito, o sea para el caso, bidimensional. Resolviendo, y aplicando teorema de Gauss:

$$\frac{V(h^{n+1} - h^n)}{\Delta t} + \int_S \bar{q} \cdot \bar{n} dS = q \cdot V \quad (3.23)$$

Además, la integral de superficie sobre el volumen finito a través de sus lados,

$$\int_S \bar{q} \cdot \bar{n} dS = \sum_{i=1}^L q_i \cdot L_i = \sum_{L=1}^L Q_L \quad (3.24)$$

Donde L se refiere al número de lados del volumen finito. Entonces,

$$h^{n+1} = h^n - \frac{\Delta t}{V} \sum_{i=1}^L Q_i + h_t^n \quad (3.25)$$

Nótese que h_t^n es el valor de calado añadido o suprimido en ese instante de tiempo proveniente del modelo de transferencia vertical. Los caudales provenientes de las celdas frontera, entrarán a confrontar la ecuación de continuidad a partir de la ecuación de conservación de momentum que en este caso se remite a la onda difusiva.

La siguiente representación muestra la ecuación de momentum en su estado completo, y la delimitación de las sub ecuaciones de acuerdo a los términos que involucra (Gómez, M, 2008):

$$\frac{dV}{dt} + V \frac{dv}{dx} + g \frac{dy}{dx} - g(I_o - I_f) = 0 \quad (3.26)$$

Onda Cinemática

Onda Difusiva

Onda Dinámica Cuasipermanente

Onda Dinámica

La ecuación de onda difusiva es pues:

$$g \cdot \frac{dy}{dx} - g \cdot (I_o - I_f) = 0 \quad (3.27)$$

Donde I_o es la pendiente de fondo e I_f la pendiente motriz. El caudal o flujos entrantes o salientes entre celdas pueden obtenerse a partir de Manning, teniendo en cuenta la pendiente motriz y no de fondo por asumir flujo no uniforme:

$$Q = \frac{A \cdot R^{2/3} \cdot I_f^{0.5}}{n} \quad (3.28)$$

Y definiendo todo en términos de la distancia entre centroides de celdas (w) y el calado en cada celda (h):

$$A = w \cdot h \quad ; \quad R = \frac{A}{P} = \frac{w \cdot h}{w} = h \quad (3.29)$$

Por lo tanto;

$$Q = \frac{w \cdot h^{5/3} \cdot I_f^{0.5}}{n} \quad (3.30)$$

W , hace referencia al ancho de un lado de un volumen finito o celda de la malla.

3.4.2 Submodelo de transporte subterráneo

A partir del valor de calado subterráneo disponible por celda h_{st} y los caudales subterráneos provenientes de las celdas continuas, puede establecerse un modelo de transporte subterráneo basado en la ley de Darcy, que para medios porosos con limitaciones en medios arenosos, suele arrojar buenas aproximaciones. Sin embargo, dada la configuración del modelo de transferencia vertical, mencionado anteriormente, se puede aproximar la esencia de la ley de Darcy a partir del parámetro " d " y la estimación del almacenamiento subterráneo del volumen de control o en este caso el volumen finito. De esta manera, celda a celda se obtiene el valor de caudal disponible subterráneo $h_{st} = d \cdot G_t$, donde G_t corresponde al almacenamiento subterráneo del volumen finito, asociado a la recarga, que está definido como se mostró anteriormente. Este flujo subterráneo alimentará el flujo superficial en los puntos de corrientes principales, identificados por calados significativos. De esta manera, el caudal subterráneo entregado a un punto o puntos sobre una red de drenaje, corresponderá al aporte de la cuenca que se genera

desde acuíferos asociados. La variación de la geomorfología de una cuenca, implicará el cambio gradual de los parámetros del modelo CHM zona a zona (a,b,c,d) y por ende el valor de la recarga. De esta manera, aparecerán zonas o volúmenes finitos que aportarán mayor o menor recarga al acuífero, y mayor o menor caudal alimentador a los ríos o redes de drenaje principales.

La adaptación del modelo de volúmenes finitos a la forma de modelo hidrológico con la inclusión de *acuíferos de aportación y salidas de respuesta hidrológicas*, implica una caracterización extra de cada celda, identificando su estado de aportación o celda aportada. En el caso de ser celda aportada, se identifica también qué celdas aportan a ella. Esta caracterización permite definir la entrega de caudal subterráneo por parte de las celdas de aportación a los cuerpos de agua principales, logrando así una un seguimiento continuo de la respuesta hidrológica de una determinada cuenca o subcuenca.

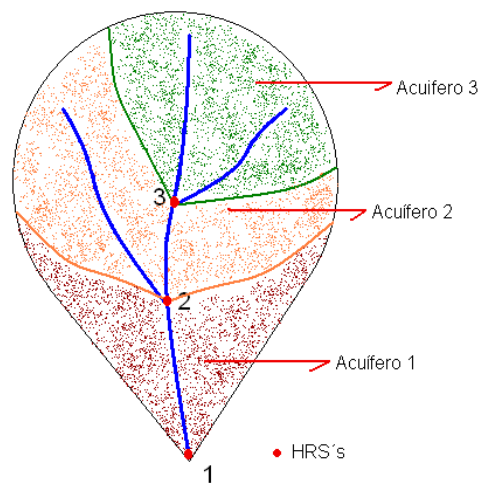


Figura 3.14 Esquema explicativo de funcionalidad de transporte subterráneo en el modelo CHM

En la Figura 3.14 se puede seguir el comportamiento de un sistema hidrológico de cuenca que presenta 3 acuíferos que drenan a un cuerpo principal de agua. Cada una de ellos descarga su transporte de agua subterráneo a los HRS especificados, así, el acuífero 3 vierte sus aguas subterráneas a la HRS 3, y de la misma manera el acuífero 2 a la HRS 2, y el acuífero 1 a la HRS 1. Mientras más aproximado a la realidad se desee la modelización de la propagación en el cauce principal, mayor número de acuíferos y puntos de descarga (HRS) deberían incluirse. Otro punto a tener en cuenta, es que

debería incluirse por lo menos un HRS en cada cambio significativo en la morfometría de la zona de aportación, es decir, si una cuenca es homogénea en sus características morfométricas, no debería exigir la inclusión de sub-acuíferos, sino que la cuenca drenaría agua subterránea a su salida a través de su único acuífero de la misma área de la cuenca, pero si el caso es de heterogeneidad en ella, la inclusión de sub-acuíferos con sus respectivos HRS, se hace necesaria para llegar así a una mejor aproximación cuantitativa del flujo subterráneo que retorna a la zona superficial. De esta manera, la suma de las áreas de los sub-acuíferos, será igual al área total de la cuenca.

La identificación de las zonas aportantes y aportadas dentro del modelo de volúmenes finitos, implica la asignación de esta característica a cada una de las celdas involucradas en el modelo. Las celdas no involucradas, simplemente no aportaran o formarán parte del seguimiento subterráneo dentro del modelo CHM.

En la Tabla 3-6, podemos seguir un ejemplo de asignación de zonas aportantes a HRS's.

identificador de elemento (i elemen)	Acuífero (acui(ielem))	Acuífero Aportante (acuiap(ielem))
1	1	1
2	2	-
3	2	-
4	3	-
5	3	3
6	2	2

Tabla 3-6. Asignación de zonas aportadas y aportantes.

Aquí, podemos identificar 6 celdas o volúmenes finitos, 3 acuíferos, y sus condiciones respectivas de entrega o recepción de flujo subterráneo. Los elementos 2 y 3 por ejemplo, vierten flujo subterráneo al elemento 6 en su zona de flujo superficial, así como lo hace el propio elemento 6. De esta manera, el valor que retorna al cuerpo de agua principal en la celda 6, corresponderá a la suma del valor $d \cdot G_t$, de las celdas 2, 3, y 6.

En términos generales, la modelización superficial se realiza celda a celda sin importar la magnitud de los cuerpos de agua o las subcuencas o acuíferos presentes, simplemente teniendo como referencia el agua superficial disponible en cada volumen finito (resultado del encharcamiento inicial y de el volumen extra generado por el submodelo de transferencia vertical) y el tipo de propagación según el tipo de celda. A diferencia de la modelización subterránea cuyo funcionamiento dependerá de la definición a priori de subcuencas que definen acuíferos específicos. Cada una de las salidas subterráneas (HRS) o puntos de entrega de las subcuencas o sub-acuíferos reciben el aporte de un sub-acuífero determinado y definido previamente, y a partir de allí este aporte se suma al flujo que lleva el cuerpo de agua principal que pasa por esa celda receptora. De esta manera el valor de flujo subterráneo disponible en cada volumen finito, es utilizado sólo cuando se define la salida de Acuífero asociado.

3.4.2.1 Tratamiento de del contenido inicial de humedad y del almacenamiento subterráneo inicial en el modelo de transferencia vertical.

Debido al carácter del esquema de resolución del modelo de transferencia vertical, unido al esquema de volúmenes finitos, en la definición de los parámetros de humedad inicial St_0 y de almacenamiento subterráneo inicial Gt_0 se debe tener especial cuidado. Recordando, Gt_0 hace referencia al almacenamiento subterráneo, o recarga al acuífero, y St_0 al almacenamiento en la zona no saturada. En la aplicación del modelo de Thomas a nivel agregado, estos dos parámetros influyen de manera significativa y si se trabaja a nivel mensual, era imprescindible no tener en cuenta el primer año de simulación y sólo tener en cuenta los datos del segundo año simulado, ya que el primero serviría de estabilización de estos dos parámetros.

Al aplicar el modelo de manera no agregada, uniéndolo al esquema de volúmenes finitos, a través del modelo de transferencia vertical, el tipo de simulación que implica el esquema numérico (volúmenes finitos), obliga a una estabilización más rápida de las condiciones iniciales de Gt y St , sin embargo, una discretización detallada en tiempos de simulación implica asumir que cada celda suma al calado superficial, lo generado por retorno del modelo de transferencia vertical, y si este valor es alto, el valor se

sumaría por cada una de las celdas involucradas en la cuenca, y por ende la respuesta en esos instantes iniciales se vería un poco exagerada en cantidad, cuestión que se estabiliza con el paso del tiempo de simulación.

Es importante tener en cuenta que lo anterior podría no ser así dependiendo del valor del parámetro “d”, que justamente permite el paso o no de agua subterránea del acuífero al río nuevamente. De esta manera es importante que quien implementa el modelo tenga en cuenta el tiempo necesario para estabilizar y lograr realismo en la respuesta hidrológica de la cuenca, para así ignorar los datos iniciales de contenidos de humedad en las zonas saturada y no saturada, y depender sólo de los datos reales de lluvia. En caso de tener datos de acuíferos confinados, estos deberían hacer parte del contenido de agua en zona saturada, y seguramente el valor del parámetro “d” en este caso sería mucho más condicionado, ya que su valor generaría reacción inmediata en el calado superficial como caudal subterráneo que alimenta al río.

Es importante mencionar que en caso en el que se involucren pérdidas por infiltración aparte de las referenciadas en el modelo CHM (a través de Thomas), estas se suman dentro del sistema de agua disponible (W_t). Es decir, el modelo de transferencia vertical, dentro del agua disponible a introducir en CHM, contempla la posibilidad de incorporar también métodos clásicos de infiltración (modelo lineal, Horton, Green Ampt y el método del SCS del Número de Curva) y las perdidas referenciadas directamente en CHM por medio del modelo de Thomas.

4 DESARROLLOS PARA UN MODELO HIDROLÓGICO CONTINUO EFICIENTE

4.1 Modelización del proceso de secado

El proceso de secado - mojado es uno de los temas que más deben cuidarse en la modelización hidrológica distribuida mediante esquemas de volúmenes finitos, que se basan en la solución de las ecuaciones de Saint Venant. En un modelo computacional integrado hidrológico e hidráulico, los fenómenos de caudal superficial dependen fundamentalmente de las diferentes acumulaciones de flujo y posterior generación de escorrentía. Estas acumulaciones se empiezan a generar por direccionamiento celda a celda de los calados que empiezan a aparecer por efecto de la lluvia en cada instante de tiempo. Determinar cuándo se considera una celda seca y cuándo se considera mojada para incluir en los cálculos completos, es el objeto de este apartado y se explica a continuación.

El procedimiento habitual es que el estado de mojado (y no seco) se considera siempre y cuando el calado h sea mayor a una tolerancia predefinida. Así se hace en Iber pero también lo hacen de forma parecida otros autores (Bates, P, et al, 2000) (Pujal, M, 2012).

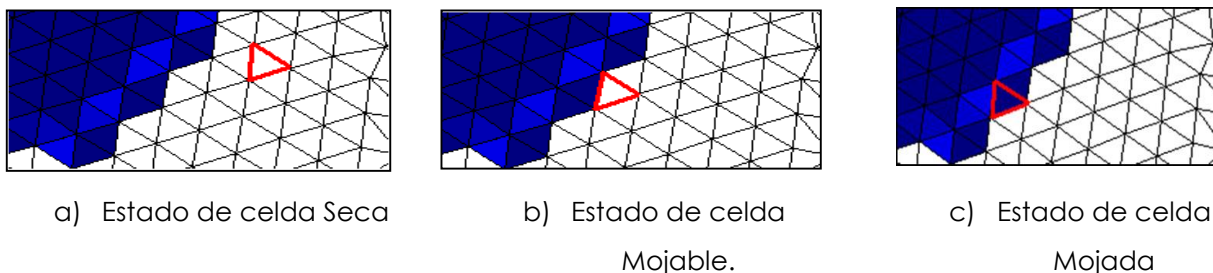


Figura 4.1. Posibles estados de una celda en función de su nivel de agua y proximidad a otras celdas secas o mojadas.

Una celda va cambiando su condición de mojado - secado a medida que esta acumulación de flujos va progresando (Figura 4.1. Posibles estados de una celda en función de su nivel de agua y proximidad a otras celdas secas o mojadas.(a,b,c))El incremento de calado en función de la tolerancia indicada dependerá de la expresión (4.1), donde a su vez el incremento de tiempo debe cumplir la condición de Courant (4.2).

$$h^{n+1} = h^n - \frac{Q_{salida} \cdot \Delta t}{A_{elemento}} \quad (4.1)$$

$$\Delta t \leq \frac{\Delta X}{(v + \sqrt{gh})} \quad (4.2)$$

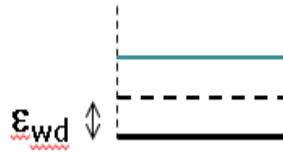


Figura 4.2. Representación de la tolerancia seco-mojado.

En Iber se modelan los frentes seco-mojado, tanto estacionarios como no estacionarios, que puedan aparecer en el dominio trabajando con una malla fija de volúmenes finitos, y permitiendo que los volúmenes puedan tener agua o no en función de las condiciones del flujo. Entre los volúmenes que no tienen agua y los que sí tienen agua, aparece un frente seco-mojado que es necesario tratar adecuadamente desde un punto de vista numérico para evitar la aparición de inestabilidades y oscilaciones no físicas en la solución.

Para el tratamiento del frente seco-mojado, ya sea un frente de inundación o un frente de marea, se define una tolerancia seco-mojado ϵ_{wd} , de forma que si el calado en una celda es menor a ϵ_{wd} , se considera que esa celda está seca y no se incluye en el cálculo. La tolerancia seco-mojado puede hacerse tender a cero por el usuario, aunque en problemas con batimetría muy irregular, como suele ser el caso en ingeniería fluvial y costera, es aconsejable utilizar valores del orden de 1mm o 0.1mm por aumentar la estabilidad del cálculo sin deteriorar la precisión de los resultados. En

cualquier caso, la altura de agua nunca se fuerza a cero, con el fin de evitar pérdidas de masa en el interior del dominio de cálculo. El esquema numérico utilizado para resolver el frente seco-mojado es estable y no-difusivo.

El tratamiento de los frentes seco-mojado utilizado en Iber es estable, conservativo y no-difusivo, es decir, se resuelven adecuadamente los frentes, sin inestabilidades de tipo numérico, incluso cuando estos ocurren en pendientes fuertes del fondo. Cada volumen finito tiene asociada una cota del fondo. De forma esquemática se puede representar el fondo en la Figura 4.3. Representación esquemática del fondo para el tratamiento seco-mojado. se representa el fondo en la forma que lo consideran los esquemas en volúmenes finitos que se utilizan.

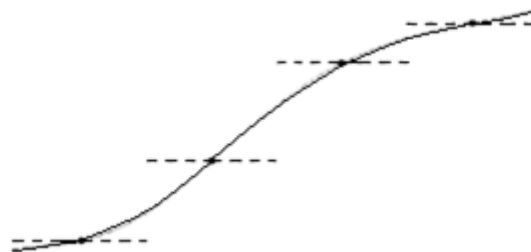


Figura 4.3. Representación esquemática del fondo para el tratamiento seco-mojado.

Entre dos volúmenes con cota del fondo diferente se puede producir una de las situaciones que se representan en la siguiente figura:

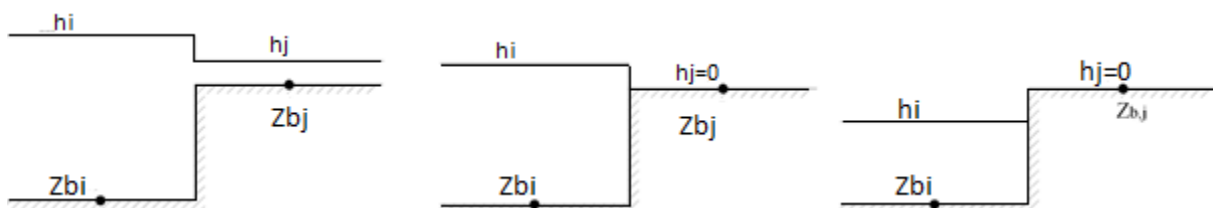


Figura 4.4. Distintas situaciones de niveles de agua entre dos celdas adyacentes.

En la primera figura ambos volúmenes tienen agua, por lo que no se produce ningún frente y por lo tanto no es necesario ningún tratamiento especial. En los otros dos casos sí que existe un frente seco-mojado. La diferencia es que en el segundo caso el nivel de la superficie libre en la celda mojada es superior a la cota del fondo en la celda seca, mientras que en el tercer caso es inferior. Únicamente en el tercer caso es necesario utilizar un tratamiento especial, que consiste en redefinir la pendiente del

fondo e imponer una condición de reflexión en el frente. En este caso la pendiente del fondo se redefine, tal como propuso Brufau en 2000, como:

$$\Delta Z_{b,ij} \begin{cases} h_i - h_j & \text{si } h_j \leq z_{b,j} - z_{b,i} \\ z_{b,j} - z_{b,i} & \text{si } h_j > z_{b,j} - z_{b,i} \end{cases} \quad (4.3)$$

La utilización de las condiciones anteriores proporciona la solución hidrostática de forma exacta para cualquier batimetría, sin difundir el frente y sin generar oscilaciones espurias en la superficie libre. Este tipo de tratamiento de los frentes seco-mojado ha sido utilizado con éxito tanto para la modelización de procesos estacionarios como no estacionarios, siendo particularmente útil para la simulación de zonas inundables en ríos y zonas costeras, así como para el cálculo de la evolución del frente de marea.

Para el proceso de secado, en este trabajo se ha incorporado un método alternativo o *Método Hidrológico*, que realiza un escalado de los caudales de salida de un elemento en cada incremento de tiempo (Bates, P, et al, 2000): en cada instante se comprueba si los caudales de salida de un elemento pueden producir el secado del mismo (sin considerar el caudal de entrada). Si éste es el caso, se escalan los caudales de salida, reduciéndolos, con un factor igual a V_{out} / V , siendo V el volumen de agua del elemento, y V_{out} la suma de los caudales de salida multiplicada por el incremento de tiempo. El método propuesto permite evitar las inestabilidades que se pueden producir por el secado del dominio cuando los calados son reducidos (del orden de pocos mm) como es el caso de un cálculo hidrológico, sin necesidad de reducir el incremento de tiempo de cálculo y por lo tanto el tiempo de simulación total.

Existen estudios anteriores (Pujal, M, 2012) donde se demuestra que la utilización de un tipo de secado u otro influye en el rendimiento del modelo, y puede condicionar los tiempos de simulación cuando se trabaja con esquemas de volúmenes finitos. De esta manera se evitan los calados negativos que se generan en una aplicación normal celda a celda en un esquema donde se resuelven las ecuaciones de Saint Venant y cuando se tienen calados muy pequeños, o se pueden evitar reducciones muy evidentes en los tiempos de cada instante aumentando considerablemente los tiempos de simulación a escala de cuenca.

4.2 Tratamiento de la rugosidad en un contexto hidrológico

Las condiciones de flujo en un escenario hidrológico varían considerablemente respecto a un escenario hidráulico, básicamente por las condiciones de altura de lámina de agua o calado. Muchos autores tratan la afectación de la rugosidad en el flujo desde un punto de vista de la hidráulica, pero algunas de las conclusiones a las que llegan pueden no ser adecuadas para una aproximación desde la hidrología (Fu, W, et al, 1999). Un objetivo del presente estudio fue representar correctamente el efecto de la rugosidad cuando ésta se aproxima con la fórmula de Manning y se trabaja con calados muy pequeños, más propios de un cálculo hidrológico que uno hidráulico. Se trabajó desde la hidrología hacia la hidráulica, es decir, asumiendo que en las zonas de aportación, los calados son muy bajos, mientras que en las zonas de drenaje principal los calados aumentan considerablemente. En otras palabras, el flujo se verá más afectado ante calados muy bajos, propio de zonas de aportación en hidrología de cuencas, lo que conlleva a que el valor habitual de rugosidad de Manning para un uso determinado deba aumentar considerablemente con la reducción del calado. Es el caso contrario de los escenarios hidráulicos, donde los calados altos tienen en cuenta otras condiciones que evidencian aumento de rugosidades de Manning con aumento de los calados (García, R, 2005).

La presente investigación tomó como referencia las fórmulas propuestas por 4 autores que enmarcan la manera como se ve el cálculo del coeficiente de rugosidad de Manning desde diferentes óptimas ya sean de naturaleza hidráulica o hidrológica. Concretamente se tuvieron en cuenta 4 metodologías que se mencionan a continuación:

Metodología 1: De naturaleza hidráulica, propuesta por (García, R., 2005), tiene en cuenta las variables v (velocidad)(m/s), h (profundidad de flujo)(m), j (pendiente), y determina el coeficiente de Manning teniendo como principal parámetro de cálculo el número de Froude:

$$n = \frac{g^{-\frac{1}{2}} * h^{\frac{1}{6}} * j^{\frac{1}{2}}}{F} \quad (4.4)$$

$$F = \frac{V}{\sqrt{gh}} \quad (4.5)$$

Metodología 2 2: De naturaleza hidráulica, propuesto por (Osio, M, et al, 2000), tiene en cuenta las variables v (velocidad)(m/s), h (profundidad de flujo)(m), y determina el coeficiente de Manning en función únicamente de la velocidad de flujo y el calado:

$$n = \frac{h^{\frac{1}{6}} * (V - 1)}{6,78 * (V + 0,95)} \quad (4.6)$$

Metodología 3: Presenta inicialmente una fórmula para condición hidráulica, y una corregida para condición hidrológica. De naturaleza hidrológica, es el método base utilizado en esta investigación y se exponen sus ecuaciones a continuación, propuesto por (Fu, W, et al, 1999), tiene en cuenta además de las variables de V (velocidad)(m/s), j (pendiente), h (altura de flujo)(m), (Viscosidad Cinemática) (m^2/s), la T (altura de vegetación)(m), que lo hace diferente dependiendo de la presencia de vegetación sumergida o no sumergida y por ende su definición es más hidrológica que hidráulica.:

Vegetación no Sumergida:

$$n = \frac{(3,44 * 10^6) * v}{2g} * h^{\frac{-1}{3}} \quad (4.7)$$

Vegetación Sumergida:

$$n = \left[\frac{(3,23 * 10^{35}) * v^{5,67}}{2g^{3,33}} \right] * h^{-2,67} * T^{1,30} * S^{0,13} \quad (4.8)$$

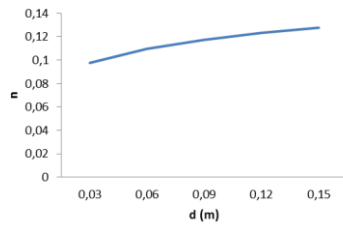
$$CD = \frac{2gj}{V^2} \quad (4.9)$$

Metodología 4: De naturaleza hidráulica, tiene en cuenta las variables R (Radio hidráulico)(m), d_{84} (diámetro de partícula que iguala o excede el diámetro del 84 por ciento de las partículas) (m), h (Profundidad de flujo)(m), y calcula el coeficiente de Manning tomando como referencia la configuración general de granos del lecho de fondo:

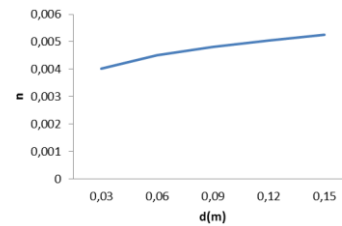
$$n = \frac{0,8204 * R^{\frac{1}{6}}}{1,16 + 2,0 * \log \frac{R}{d_{84}}} \quad (4.10)$$

Los resultados de la variación del coeficiente de Manning con el calado de cada modelo (Metodología) se pueden observar a continuación, los casos expuestos varían

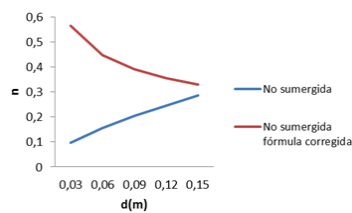
de acuerdo al tipo de escenario a modelar (hidráulico o hidrológico), como se mencionó anteriormente.



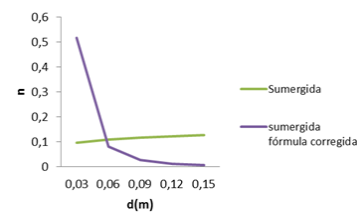
Metodología 1. Calados pequeños en canales revestidos con vegetación (García, R, 2005).



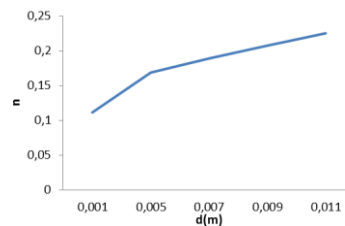
Metodología 2. Grandes ríos. Calados grandes (Osio, M, et al., 2000).



Metodología 3. A. Condición no sumergida (Fu, W, et al, 1999)



Metodología 3. B. Condición sumergida (Fu, W, et al, 1999)



Metodología 4. Guía USGS.

Gráfico 4.1. Resultado gráfico de los diferentes modelos de cálculo de rugosidad ante variabilidad de calado.

Como se puede apreciar, las metodologías 1, 2 y 4, difieren de forma directa al caso 3. El caso 3 muestra una relación inversa entre calado y Coeficiente de Manning. De esta manera, para calados muy bajos, la rugosidad adquiere un mayor peso, y es el escenario representativo ideal de hidrología de cuencas específicamente para zonas de aportación. Una altura de lámina de agua muy baja tendrá dificultad en llegar a las zonas de drenaje principales ante, por ejemplo una rugosidad promedio de prados. En los otros 3 metodologías se ve una proporcionalidad entre altura de lámina de agua o calado, y la rugosidad, propio de escenarios de inundabilidad o escenarios hidráulicos con calados mayores. La situación en estos casos cambia: las velocidades altas en alturas de flujo importantes implican una disminución en el propio calado.

En la metodología 3, la fórmula corregida y la original difieren precisamente en lo enunciado en el párrafo anterior, es decir, la fórmula corregida trata escenarios propios de hidrología de cuencas. Este caso también anuncia una particularidad en el caso de vegetación sumergida o no sumergida. La condición sumergida de la vegetación implica un menor efecto de la rugosidad que en el caso no sumergido, esto quiere decir que si la vegetación no está sumergida la rugosidad incluso puede verse disminuida severamente.

4.2.1 Propuesta de adaptación del coeficiente de Manning a escenarios hidrológicos.

El efecto de la rugosidad por presencia de la vegetación influye en la resistencia hidráulica de flujo en escenarios hidrológicos de manera importante. Sin embargo se diferencia ese efecto por condiciones de sumergencia o no sumergencia de la altura de rugosidad (Fu, W, et al, 1999). Inicialmente debe tenerse en cuenta que la rugosidad en canales naturales y zonas de aportación tiene 2 componentes importantes, la rugosidad de grano (irregularidades de las paredes o tamaño del sedimento de fondo como tal), y la rugosidad de la vegetación, que en términos de parámetros morfométricos se traduce en la fuerza de arrastre y la viscosidad. Inicialmente, para muchos autores, es evidente que el incremento de la altura de rugosidad implica un aumento en la profundidad de flujo. Otros autores concluyen que para alturas de flujo mucho mayores que alturas de rugosidad, el coeficiente de rugosidad que represente la rugosidad de fondo y la de vegetación, puede mantenerse constante ante cambios en el calado, sin embargo, cuando la fluctuación de la altura de flujo es considerable respecto a su altura total, considerar una rugosidad constante en el tiempo, puede derivar muchas inconsistencias en la distribución de flujo (Chow, 1959).

En estudios realizados por Fu Chun en 1999, para diferentes escenarios dados con aumentos graduales de calado, se pueden determinar varias regiones de comportamiento de la rugosidad. Para calados bajos, donde la altura de vegetación permanece no sumergida, la rugosidad disminuye con el aumento de la altura de flujo. Cuando la sumergencia empieza, esto entiéndase como igualación de la altura de vegetación con la altura de flujo o calado, hay un incremento de la rugosidad

respecto al aumento de calado, sin embargo inmediatamente después, cuando el calado sigue aumentando, la rugosidad experimenta una disminución gradual importante (

Gráfico 4.1. Resultado gráfico de los diferentes modelos de cálculo de rugosidad ante variabilidad de calado., metodología 3, fórmula corregida para escenario hidrológico). Este comportamiento como se había mencionado anteriormente es muy lógico y se puede seguir por medio de las ecuaciones (4.11) y (4.12) (Fu, W, et al, 1999):

Para vegetación sumergida y no sumergida se proponen las ecuaciones (4.7) y (4.8).

Tomando como referencia las ecuaciones anteriores y el

Gráfico 4.1. Resultado gráfico de los diferentes modelos de cálculo de rugosidad ante variabilidad de calado., metodología 3, podemos observar que los valores de rugosidad varían de manera acelerada para calados menores a 15 cm, lo que nos lleva a limitar nuestra atención en ese rango. De esta manera, en el modelo hidrológico continuo de Iber se propone lo siguiente: para alturas de calado mayores a 15 cm ($H > 15$ cm), se adoptará la rugosidad de referencia, entendiendo como tal el coeficiente de rugosidad de Manning para un tipo determinado de superficie, que se puede obtener, por ejemplo, de las tablas existentes en la literatura. Para calados menores a 15 cm, se cumpliría el efecto de cambios fuertes en la rugosidad de referencia (n), y para estos rangos utilizaríamos en la ecuación (4.8), asumiendo que para esta altura de lámina de agua ($H < 15$ cm) la vegetación estará o sumergida o no sumergida.

De esta manera, la expresión para la rugosidad corregida (n_h), tendrá la forma:

$$n_h = \alpha \cdot d^{2,67} \quad (4.11)$$

Ahora, teniendo en cuenta que para un calado igual a 15 cm, como mencionábamos, se tiene

$$n = \alpha \cdot 0,15^{-2,67} \quad (4.12)$$

Resulta, por lo tanto,

$$\alpha = \frac{n}{0,15^{-2,67}} \quad (4.13)$$

Reemplazando (4.13) en (4.11), tenemos un modelo de rugosidad que tiene en cuenta la variación de la profundidad del flujo a niveles hidrológicos, es decir, un escenario de profundidades de flujo muy bajos donde se ve afectado el valor estándar de rugosidad de Manning. Por esto, podemos declarar un modelo dependiente de un umbral de cambio en la rugosidad (a).

$$n_h = \frac{n}{\text{umbral}^{-2.67}} \cdot d^{-2.67} \quad (4.14)$$

Para este caso, el modelo de rugosidad contempla a partir de la referencia mencionada anteriormente un umbral de 15 centímetros.

$$n_h = \frac{n}{0,15^{-2,67}} \cdot d^{-2,67} \quad (4.15)$$

Finalmente, la expresión final que se obtiene para la variación de la rugosidad en función del calado es:

$$n_h = n \cdot 0,0063 \cdot d^{-2,67} \quad (4.16)$$

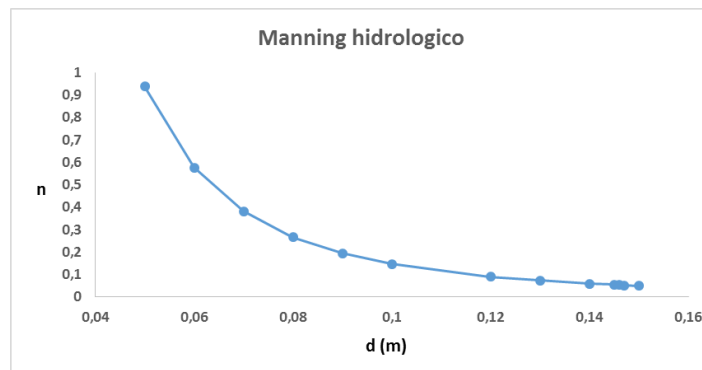


Gráfico 4.2. Propuesta de variación de la rugosidad con el calado para cálculos hidrológicos.

La ecuación (4.16), es la referencia a inducir en el modelo numérico, teniendo como base que toda la malla inicialmente tiene una rugosidad de referencia dada, y la profundidad de flujo es calculada mediante las ecuaciones de Saint Venant como se mencionó en un capítulo anterior. Cabe observar, que para calados muy pequeños, la expresión anterior puede producir coeficientes de rugosidad muy elevados. Por ello, finalmente se ha introducido una limitación que el coeficiente de rugosidad no puede superar. Es decir, la formulación finalmente implementada es:

$$\begin{aligned} n_h &= n \cdot 0,0063 \cdot d^{-2,67} \quad \text{si } n_h < n_{lim} \\ n_h &= n_{lim} \quad \text{si } n_h \geq n_{lim} \end{aligned} \quad (4.17)$$

Otros desarrollos muestran aportes interesantes y similares en cuanto a rugosidad variable con diferentes bases teóricas en función al calado, a nivel de cuencas urbanas (Fraga, I, 2013).

4.2.2 Incorporación numérica de la rugosidad en un escenario hidrológico.

Como se ha visto, la rugosidad cumple un papel fundamental en el modelo, y es imprescindible fijarla antes de poder lanzar el cálculo. En Iber, incluso, sin un valor de rugosidad de referencia asignado en la malla, es imposible realizar algún tipo de simulación.

En un escenario hidrológico, es relativamente común utilizar una simplificación de las ecuaciones de Saint Venant, consistente en la onda difusiva:

$$I_f = I_o - \frac{dy}{dx} \quad (4.18)$$

Donde I_o es la pendiente de fondo e I_f la pendiente motriz. El caudal o flujos entrantes o salientes entre celdas pueden obtenerse a partir de Manning, teniendo en cuenta la pendiente motriz y no de fondo por asumir flujo no uniforme:

$$Q = \frac{A \cdot R^{\frac{2}{3}} \cdot I_f^{0,5}}{n} \quad (4.19)$$

Donde A es el área mojada del elemento y R , el radio hidráulico, teniendo en cuenta la altura de lámina de agua o calado h . Y definiendo todo en términos de la distancia entre centroides de celdas (w) y el calado en cada celda (h):

$$A = w \cdot h \quad ; \quad R = \frac{A}{P} \quad ; \quad R = \frac{w \cdot h}{w} = h \quad ; \quad \text{por lo tanto; } Q = \frac{w \cdot h^{\frac{5}{3}} \cdot I_f^{0,5}}{n} \quad (4.20)$$

W , hace referencia al ancho de celda del volumen finito. El valor de n , en este caso, es el que viene a ser reemplazado por el de la ecuación si los calados sean inferiores a 15 cm, umbral que se determinó como límite donde las rugosidades empiezan a variar de forma apresurada.

4.2.3 Visualización del comportamiento del modelo de rugosidad en Iber.

La ecuación (4.17, fue incluida en el modelo hidrodinámico Iber, para su funcionamiento en condiciones de transporte tanto mediante onda difusiva como con onda dinámica. La variabilidad en el coeficiente de rugosidad de Manning es evidente en zonas de aportación, donde el cambio temporal del calado se nota aceleradamente y en niveles muy pequeños. En la Figura 4.5 se muestran los resultados numéricos del coeficiente de rugosidad e Manning que se obtiene un un caso concreto. El caso consiste en una simulación del rendimiento hídrico de una cuenca (Cuenca del río Fluvià, Cataluña, modelación bidimensional, caso estudio lluvia intermitente (0 a 30 mm/h, ver anexo 4), teniendo en cuenta Variabilidad del coeficiente de Mannings sectorialmente debido a las diferencias en calados;

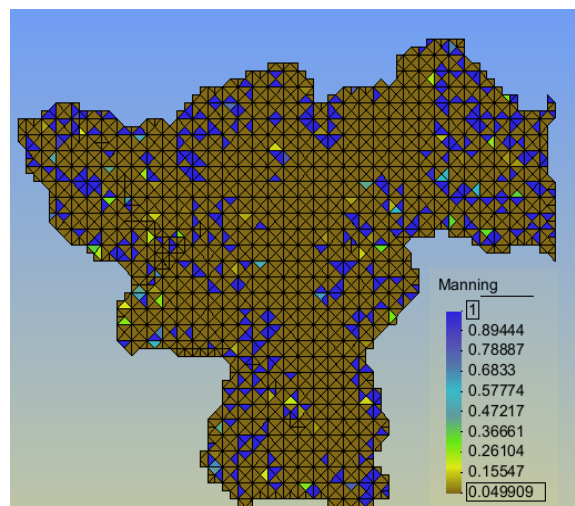


Figura 4.5. Variabilidad del coeficiente de Mannings sectorialmente debido a las diferencias en calados (Cuenca del río Fluvià, Cataluña, modelación bidimensional, caso estudio lluvia intermitente (0 a 20 mm/h); Fuente: autor).

Se aclara que para calados muy bajos, donde la ecuación (4.16 arroja resultados de rugosidad de Manning muy altos, a criterio del presente modelo, se adopta como rugosidad de Manning límite un valor de $n_{lim}=1$. Es importante la conceptualización realista del comportamiento de los términos de fricción, ya que de ellos dependen los valores de pendiente de fricción que son utilizados internamente en el modelo. Las

zonas de aportación son las más afectadas en el cambio de los valores de rugosidad de Manning, ya que son las zonas más propensas a secado por infiltración, evapotranspiración o transporte de flujo en toda la cuenca. Las redes de drenaje, que son las zonas que recogen las aguas provenientes de las zonas de aportación, mantendrán calados mayores y por ende los valores de rugosidad se mantienen en los dados por referencia inicialmente.

Para los diferentes escenarios se observó un aumento en el rendimiento del modelo, producto de la aplicación de la metodología de rugosidad variable expuesta y por ende del desarrollo de las ecuaciones (4.16) y (4.17), que se sustentó en un 25%. El rendimiento en simulación sin rugosidad variable (y teniendo en cuenta unas condiciones normales hidrológicas), fue de 400 segundos. Cuando se implementó el modelo usando la rugosidad variable mencionada, el modelo tardó en su simulación 300 segundos. El mejor rendimiento es acompañado de una mejor representación de la realidad en cuanto a rugosidad dependiente de las variaciones temporales del calado.

La lógica de los gráficos siguientes (Gráfico 4.3. Evolución temporal de la rugosidad de Manning y el calado) nos indica en esta cuenca estudio, que hay un aumento importante en los valores de la rugosidad de Manning, a medida que el valor del calado disminuye, como resultado de la aplicación al modelo de las ecuaciones mencionadas por Fu-Chun en 1999. En ellos se verifican estas evoluciones para un punto aleatorio en la malla de cálculo.

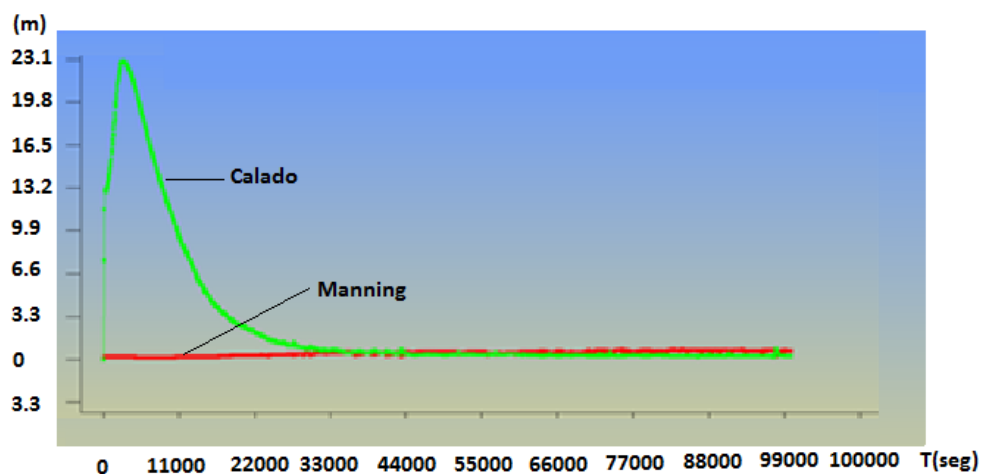


Gráfico 4.3. Evolución temporal de la rugosidad de Manning y el calado.

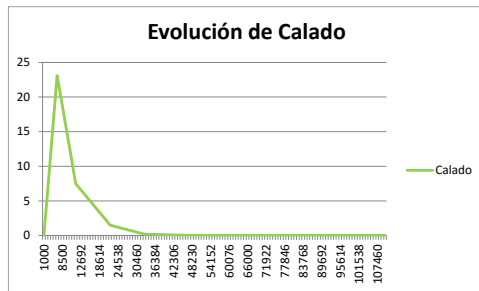


Gráfico 4.4 Evolución temporal de calado

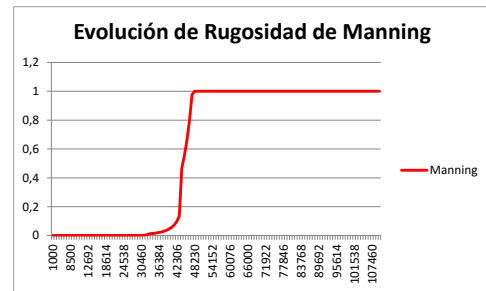


Gráfico 4.5 Evolución temporal de la rugosidad

El Gráfico 4.5 Evolución temporal de la rugosidad nos muestra un umbral máximo permitido de 1 en calados muy pequeños, esto debido a que la rugosidad puede crecer demasiado en escenarios donde se evidencian alturas de lámina de agua pequeñas y donde la mínima rugosidad se ve acrecentada en sus efectos de resistencia al flujo. Sin embargo el valor de 1 para este caso es evidentemente académico y explicativo, en realidad el modelo presenta este valor como una variable calibrable dependiendo del tipo de escenario hidrológico. La variable n_{lim} a calibrar de esta manera será entendida como “Umbral máximo de rugosidad hidrológica”.

Se permite inducir el concepto de rugosidad variable en escenarios de simulación hidrológica, donde una representación más real del comportamiento hidrológico e hidráulico en una red de drenaje permite una mejor caracterización hidrodinámica.

4.3 Tratamiento de la topografía y el mallado

Como se ha mencionado en capítulos anteriores, cada uno de los cálculos de transporte de flujos superficiales, subsuperficiales y subterráneos en el modelo se realizan a nivel de celda aplicando la resolución de las ecuaciones de Saint Venant a través de esquemas de volúmenes finitos. De esta manera es muy importante la concepción y tratamiento de cada una de las celdas a través del mallado del terreno en estudio. El módulo hidrológico de Iber maneja el tránsito de creciente entre celda y celda y por este motivo lo hidráulico va de la mano de lo hidrológico en cada uno de los submodelos mencionados en el capítulo 3, sin embargo no todos los conceptos hidráulicos mantienen la misma importancia dependiendo del tamaño de celda y del escenario manejado.

Las zonas de aportación no presentan canales definidos y por ende cursos de agua que generen aumentos representativos de calado, por tal motivo el efecto de transporte y tránsito de crecientes es poco representativo en los resultados del modelo hidrodinámico. Por el contrario, las zonas donde se concentran los canales de transporte y redes principales de drenaje acogen toda la importancia en el transporte del flujo y aplicación adecuada de las ecuaciones, para lograr su adecuada caracterización. El rendimiento del modelo dependerá de la conformación de esta malla en sus zonas de aportación y zonas aportadas siempre teniendo en cuenta la relación de Courant, ya mencionada en el capítulo 3.

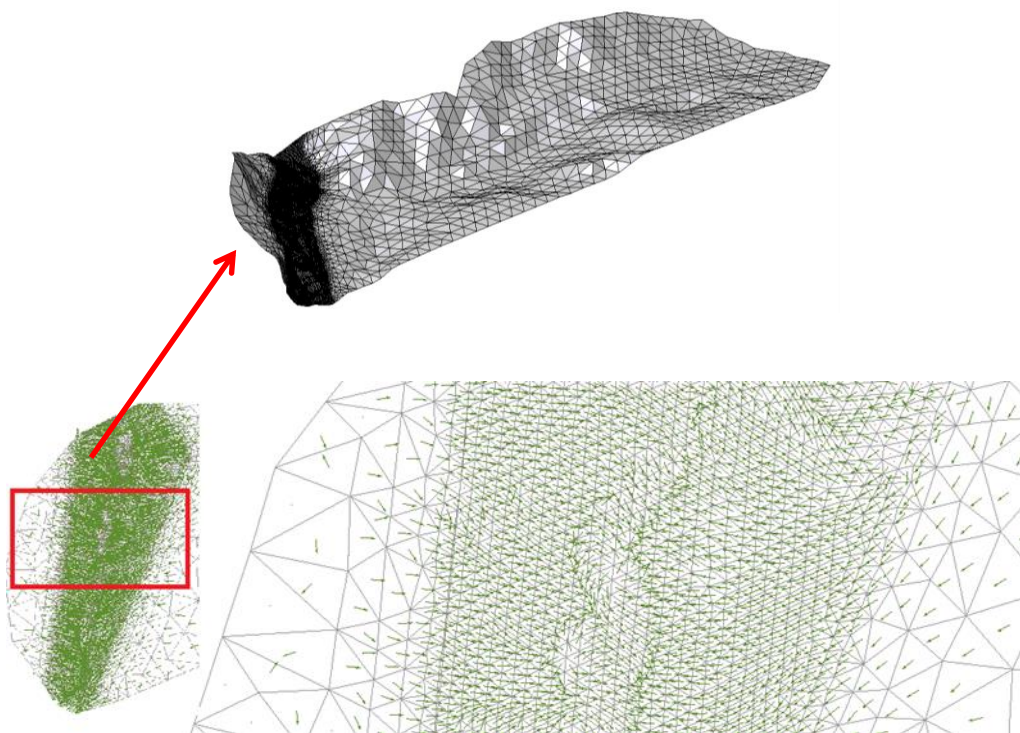


Figura 4.6. Malla no estructurada de un escenario con zonas aportantes y aportadas

La malla podrá ser estructurada o no estructurada. En cualquiera de los dos casos una posible manera de generar la malla es imponiendo un valor al error cordal. El concepto de error cordal es importante: determina el distanciamiento medio entre la curva topográfica y el límite del elemento finito. Mientras menor sea el error cordal, lo que se consigue mediante mallas no estructuradas, mayor precisión y adaptación al terreno se alcanzará, pero seguramente se generarán tamaños de celda menores aumentando los

tiempos de simulación. Por el contrario en mallas estructuradas seguramente se tendrán mayores errores cordales pero tamaños de celdas mayores o sea menor número de elementos de malla y mayor rapidez en los rendimientos del modelo. En la Figura 4.7 Representación comparativa de mallas estructuradas y no estructuradas respecto al error cordal. se puede apreciar la diferencia en la concepción de los dos tipos de malla.

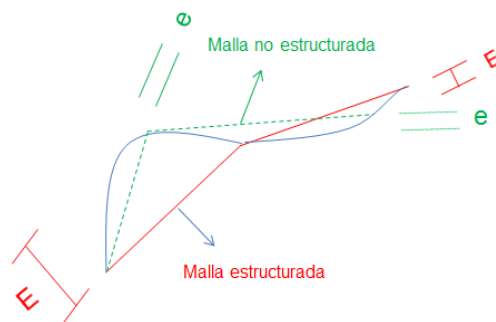


Figura 4.7 Representación comparativa de mallas estructuradas y no estructuradas respecto al error cordal.

La generación de mallado, tanto estructurado como no estructurado, algunas veces produce ciertas inestabilidades que se pueden traducir, por ejemplo en quedan zonas deprimidas donde se acumulaba agua. Algunas depresiones son errores en los datos introducidos en el proceso de generación de la superficie, mientras que otros representan las características topográficas reales, tales como canteras o baches naturales. Para resolver esto, en el contexto de este trabajo, se ha modificado Iber y se ha incorporado la herramienta de relleno de depresiones o "Fill sinks". Este problema lo tratan de forma similar otros modelos hidrológicos, por ejemplo el Hec-GeoRas (Jenson y Domingue, 1988). Aunque previamente a la generación de la malla se repare el Modelo del Terreno, al elaborar la malla puede que aún queden algunas depresiones. Esto es debido a que los programas generadores como Arc Gis llenan las depresiones, pero considerando que el flujo puede pasar de una celda a otra tanto por una arista como por una esquina (Vértices), en cambio en un esquema en volúmenes finitos las transferencias son siempre a través de las aristas. Es decir, entre dos elementos que se tocan sólo por un vértice no puede haber flujo directo.

El procedimiento implementado se base en el descrito por Jenson y Dominguez, que dice que cada célula de depresión es "llenada" teniendo en cuenta las alturas de superficie de las celdas vecinas. Se toma como valor de altura para la célula, la altura

más baja de las celdas vecinas pero siempre y cuando esta altura sea mayor a la de la célula. En la Figura 4.8. DEM de malla con condición para utilizar “Fill sinks”. Fuente: Jenson, S.K. and J. O. Domingue, 1988.(a) se muestra el archivo en formato texto de un DEM (modelo digital de elevaciones) con celdas que muestran claramente condición de depresiones localizadas, que son corregidas para modelización hidrológica en el apartado b de la misma Figura, con el procedimiento explicado.

(a) original DEM												
Sample Line	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	778	765	750	740	747	759	765	766	769	776	786	795
2	770	758	745	737	741	751	753	761	777	789	802	814
3	777	763	747	736	735	743	750	767	787	806	820	832
4	786	767	750	737	729	739	752	769	785	797	808	822
5	794	773	756	741	730	732	744	759	772	779	789	806
6	799	782	763	750	737	728	732	745	757	767	782	801
7	802	788	771	761	751	736	729	738	751	764	779	798
8	799	790	780	772	762	746	733	737	754	770	784	794
9	811	799	787	771	757	741	728	730	745	765	779	783
10	823	807	790	774	762	748	733	724	733	750	764	763
11	830	814	801	787	776	761	743	728	725	737	748	751
12	822	818	811	801	791	776	757	739	726	725	735	751

(b) depressionless DEM												
Sample Line	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	778	765	750	740	747	759	765	766	769	776	786	795
2	770	758	745	737	741	751	753	761	777	789	802	814
3	777	763	747	736	735	743	750	767	787	806	820	832
4	786	767	750	737	733	739	752	769	785	797	808	822
5	794	773	756	741	733	733	744	759	772	779	789	806
6	799	782	763	750	737	733	733	745	757	767	782	801
7	802	788	771	761	751	736	733	738	751	764	779	798
8	799	790	780	772	762	746	733	737	754	770	784	794
9	811	799	787	771	757	741	728	730	745	765	779	783
10	823	807	790	774	762	748	733	725	733	750	764	763
11	830	814	801	787	776	761	743	728	725	737	748	751
12	822	818	811	801	791	776	757	739	726	725	735	751

Figura 4.8. DEM de malla con condición para utilizar “Fill sinks”. Fuente: Jenson, S.K. and J. O. Domingue, 1988.

Iber es un modelo originariamente pensado para hacer cálculos hidráulicos, y no hidrológicos, y por lo tanto se considera que la geometría que se utiliza es lo suficientemente detallada. Evidentemente, si se quiere utilizar como modelo hidrológico, la geometría tiene que ser simplificada, para limitar el número de elementos a algo razonable. En la versión 2.0 se incorporó la opción mencionada de “rellenar depresiones” para poder trabajar con mallas gruesas evitando zonas deprimidas donde se estanca el agua, pero se ha observado que esto no es suficiente como se explica a continuación.

. Iber utiliza un modelo en volúmenes finitos donde a cada elemento se le asigna una cota de fondo. Hasta el momento, en Iber había una restricción de manera que, si una arista entre dos elementos queda por encima de la cota de agua en los mismos, no

pueda haber flujo entre ellos. La manera de hacerlo es permitir que haya un flujo por gravedad de un elemento i a un elemento j sólo si se cumplen dos condiciones:

1. La cota del agua en i debe ser superior a la cota de agua en j
2. La arista que comunica i con j debe estar por debajo del nivel de agua en i

Esto se implementó para escenarios hidráulicos donde, en caso contrario, Iber por ejemplo podría no identificar un muro que estuviera representado únicamente por una arista.

Para escenarios hidrológicos, la segunda restricción es la que puede evitar que se produzca flujo entre elementos adyacentes unidos por una arista con un extremo por encima de la cota de los dos elementos. Se decide entonces en Iber eliminar la restricción que existe ahora en el programa. Esta modificación interviene sólo en el caso en que se haya utilizado la opción de "rellenar depresiones", así para los cálculos hidráulicos habituales no cambia nada.

En el Gráfico 4.7. Respuesta de caudal ante cambios en el tratamiento de malla corregida en depresiones, se puede observar el resultado de una simulación realizada en la UNAM, en un caso estudio de la cuenca "peñitas" (Juárez, J., et al, 2014), donde se ha utilizado este método de corrección de malla. Los errores vistos en un principio (Gráfico 4.6 Generación de caudal en Iber, caso Peñitas (UNAM), sin "Fill Sinks" (Izquierda) y Generación de caudal en modelo propio UNAM(MPE), semejante a caudal observado en Estación (derecha).) fueron corregidos utilizando "fill sinks", y los resultados se pueden apreciar claramente. La serie de "gasto medio" indica los valores de caudal medido, la serie de QMPE muestra los resultados de un modelo propio de la UNAM, y la serie Q Iber, muestra los resultados del presente modelo.

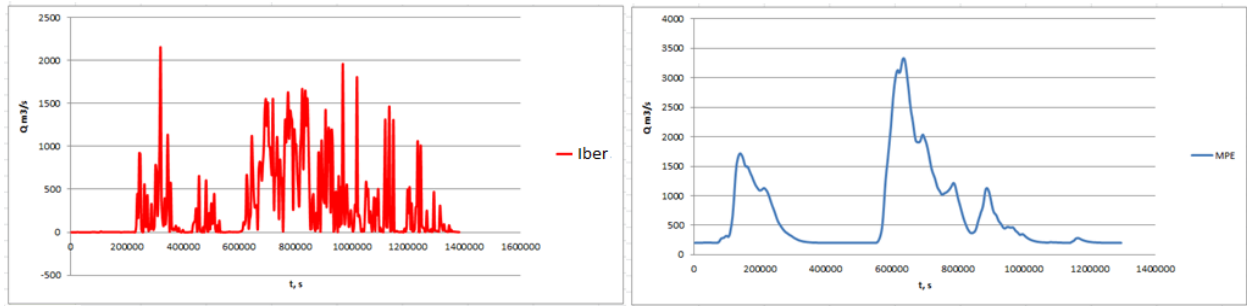


Gráfico 4.6 Generación de caudal en Iber , caso Peñitas (UNAM), sin “Fill Sinks” (Izquierda) y Generación de caudal en modelo propio UNAM(MPE), semejante a caudal observado en Estación (derecha).

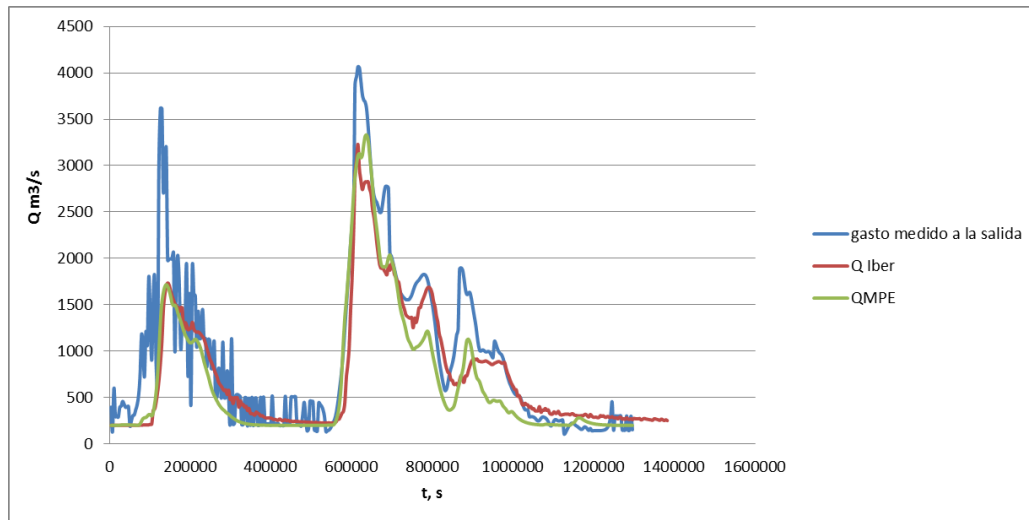


Gráfico 4.7. Respuesta de caudal ante cambios en el tratamiento de malla corregida en depresiones.

4.4 Lluvia móvil

El módulo elaborado en el estudio para tratamiento hidrológico se desarrolló pensando en los avances significativos que representan tanto el radar meteorológico como la teledetección y los mapas satelitales que hoy en día son una ayuda importante en la caracterización de lluvia.

La incorporación de lluvia móvil en el modelo representa el cambio de la intensidad de lluvia en el tiempo y espacio a lo largo del escenario estudiado. Lo anterior se logró para este modelo captando raster's que contienen los valores de intensidades para cada elemento de la malla, es decir para cada volumen finito,. Habrá un raster (*.txt) por cada instante de tiempo con un cambio significativo en intensidad, de esta manera cada raster representará como la nube de lluvia que irá yendo de una

dirección a otra, dejando espacios con intensidades cero en donde la lluvia va cesando. Cada raster es llamado en el modelo a través de un txt general que asocia el paso del tiempo al cambio de los valores de las celdas. Es importante aclarar que, con la implementación realizada, todos los rasters deben tener el mismo origen, el mismo número de filas y columnas, y el mismo tamaño de celda.

A continuación, se muestra de forma gráfica el método para considerar una lluvia móvil en la Cuenca Río Fluviá, en Cataluña. La malla del DTM de la zona presenta 2427 elementos de manera estructurada. Inicialmente en la Figura 4.9. Escenario sin lluvia, se muestra el escenario de cuenca sin una nube que represente algún valor de intensidad de precipitación. Posteriormente en la Figura 4.10. Escenario de lluvia móvil dirección oeste -este podemos apreciar la aparición de una nube cargada con lluvia cuya intensidad es la que se involucra en el texto txt para cada instante de tiempo, lo que se muestra un poco mejor en la Figura 4.11. Representación celda a celda del traslado de lluvia móvil para adaptación en el esquema de volúmenes finitos.

La lluvia en las figuras posteriores está dada como intensidad en los cuadros de celda.

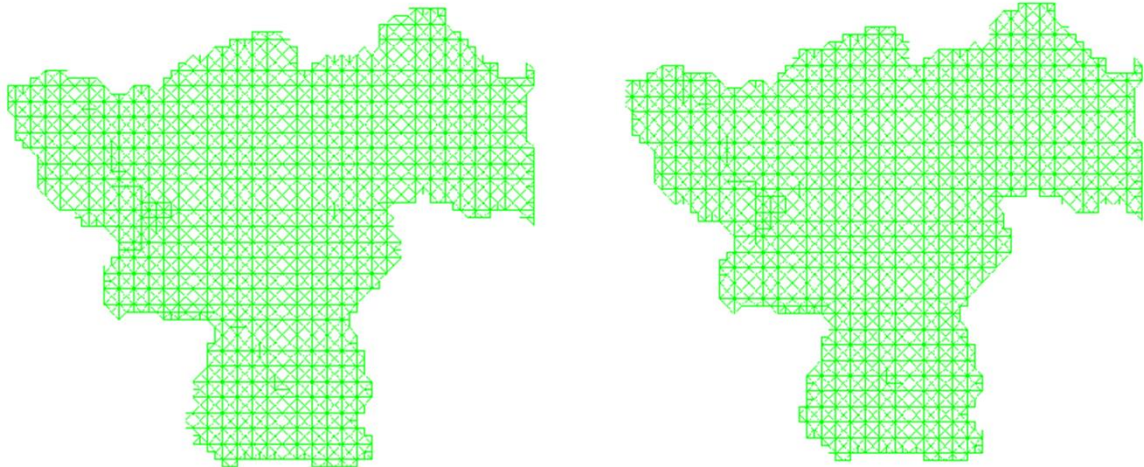


Figura 4.9. Escenario sin lluvia.

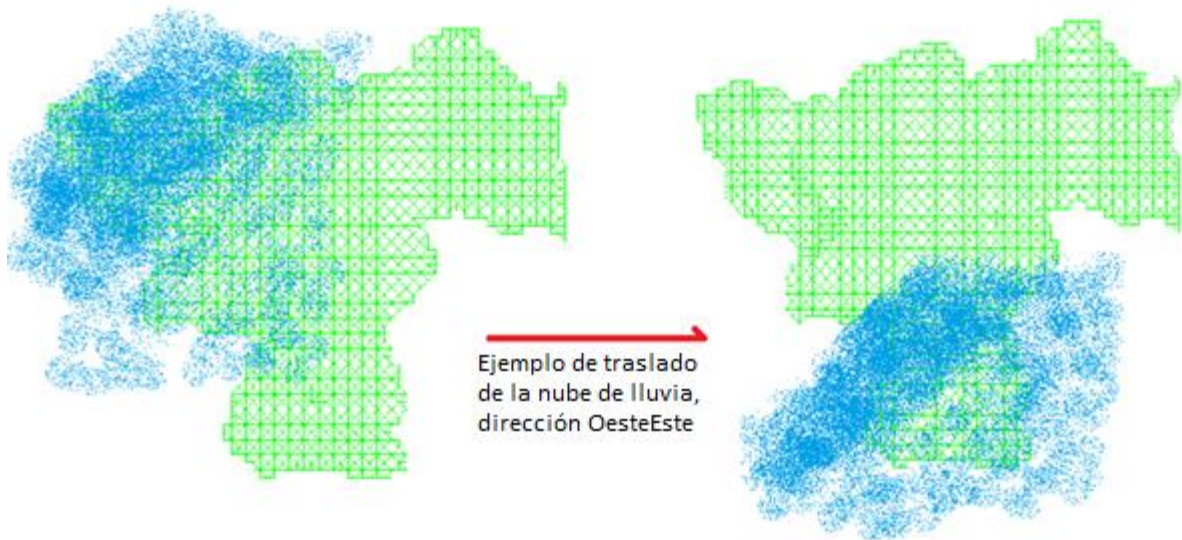


Figura 4.10. Escenario de lluvia móvil dirección oeste -este

Para asignar la lluvia móvil a los elementos de la malla de forma numérica, se opera tal como se puede apreciar en la siguiente figura. Los valores de intensidad de precipitación en la parte inferior de la Cuenca inicialmente son cero. Después del traslado de la nube, cobran valores de intensidad.

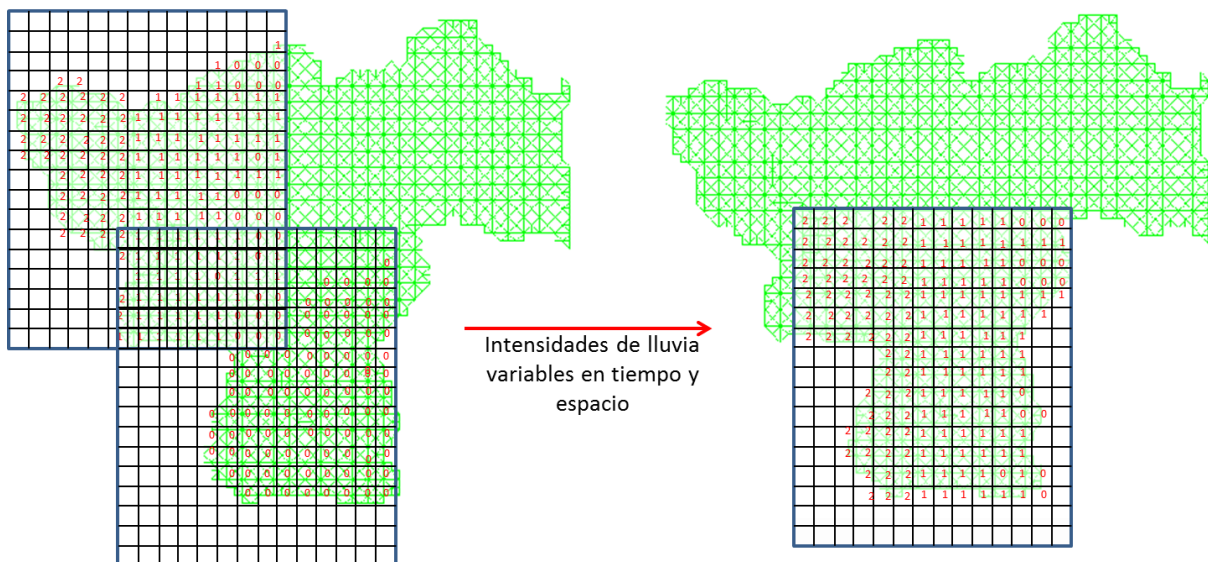


Figura 4.11. Representación celda a celda del traslado de lluvia móvil para adaptación en el esquema de volúmenes finitos

Es muy importante la buena representatividad del direccionamiento de lluvia en escenarios hidrológicos, en el Gráfico 4.8. Respuesta de caudal ante diferentes direcciones de lluvia se puede apreciar la diferencia en resultados de un hidrograma para un mismo escenario con diferentes direccionalidades de lluvia. El caso corresponde a una lluvia

circular constante de 15 km de radio, que se desplaza con una velocidad de 2km/h. Precipitación máxima en 24 horas: 200 mm, duración de lluvia: 300 minutos. Para ello se han definido una serie de rasters de intensidades. Se han hecho dos simulaciones, una con la lluvia moviéndose de Sur a Norte, y una con la lluvia moviéndose de Norte a Sur, con condiciones de secado hidrológico y Fill Sinks.

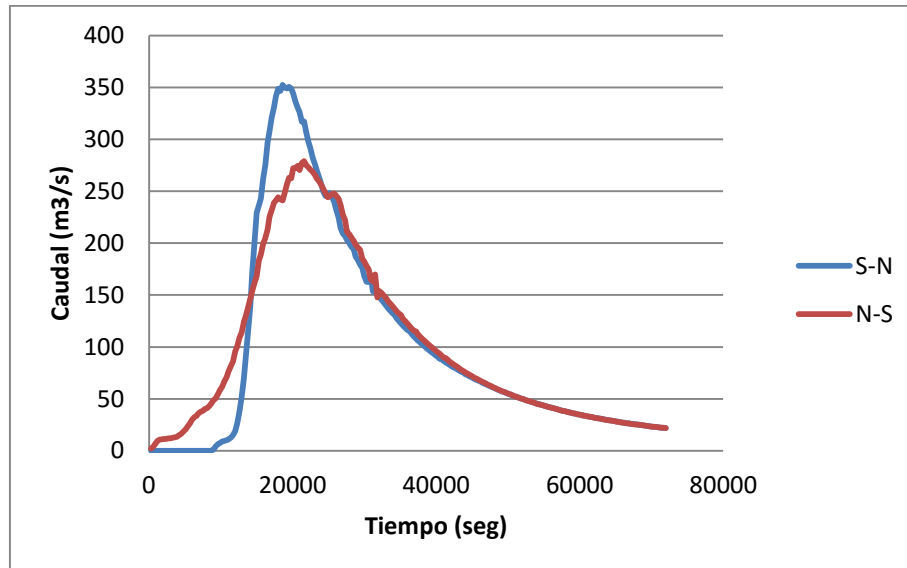


Gráfico 4.8. Respuesta de caudal ante diferentes direcciones de lluvia

Para que en CHM funcione la lluvia móvil, es importante tener en cuenta que todos los rasters deben tener el mismo origen, el mismo número de filas y columnas, y el mismo tamaño de celda.

Los cambios de direccionamiento de un evento de precipitación implica la posibilidad de intensidades altas en zonas de aportación o en zonas aportadas que producen cambios fuertes y respuestas hidrológicas de distintas magnitudes en uno u otro caso.

4.5 Construcción de la interfaz

Iber es una extensión o Problem Type de una plataforma de modelización numérica llamada GiD, que es una adaptable y fácil herramienta de uso como pre y post-procesador universal para simulaciones numéricas. GiD cubre todas las necesidades comunes en el ámbito de simulaciones numéricas en el modelado geométrico, definición eficaz de los datos de análisis, mallado, transferencia de datos a un software de análisis, y visualización de resultados numéricos (<http://www.gidhome.com/>). En

esta plataforma se desarrolla la interfaz del problem Type CHM, que es el nombre que se le ha dado a la adaptación de Iber a los desarrollos de esta tesis.

El modelo CHM cuenta ahora con la subrutina de procesos hidrológicos, que enmarca la caracterización hidrológica basada en los capítulos descritos anteriormente. De esta manera se involucra en la interfaz del modelo la interacción de la climatología (Precipitación y Evapotranspiración) con los procesos de generación de caudales superficiales y subterráneos, como lo son la infiltración y la recarga, teniendo en cuenta igualmente el tipo de transporte o el tipo de rugosidad. La interfaz se ha modificado para poder definir zonas aportantes y zonas aportadas. Esto es debido a que en realidad el flujo base de las redes de drenaje perenes es posible debido a un flujo constante de flujo subterráneo desde zonas de aportación. La determinación y visualización de este tipo de zonas lo podemos implementar de manera clara.

De igual manera se realiza la asignación de un modelo de pérdidas propio de escenarios hidrológicos mediante el menú de asignación de un método continuo. En el caso de CHM y como se precisó anteriormente, el modelo de Thomas caracteriza los pasos de agua entre zonas superficiales, subsuperficiales y subterráneas. Recordemos que en caso en el que se coloque pérdidas dentro del menú de HMC_Thomas y perdidas por alguno de los modelos clásicos de infiltración (modelo lineal, Green-Ampt, Horton o Número de Curva, estas dos pérdidas se sumarán al agua disponible del modelo (W_t). En caso de introducir sólo las pérdidas por uno de los métodos tradicionales pero activando el módulo CHM, éstas pérdidas son las que se introducen en el modelo de transferencia vertical. De esta manera, se tiene la máxima flexibilidad para combinar el modelo de Thomas con cualquiera de los modelos de pérdidas mencionados.

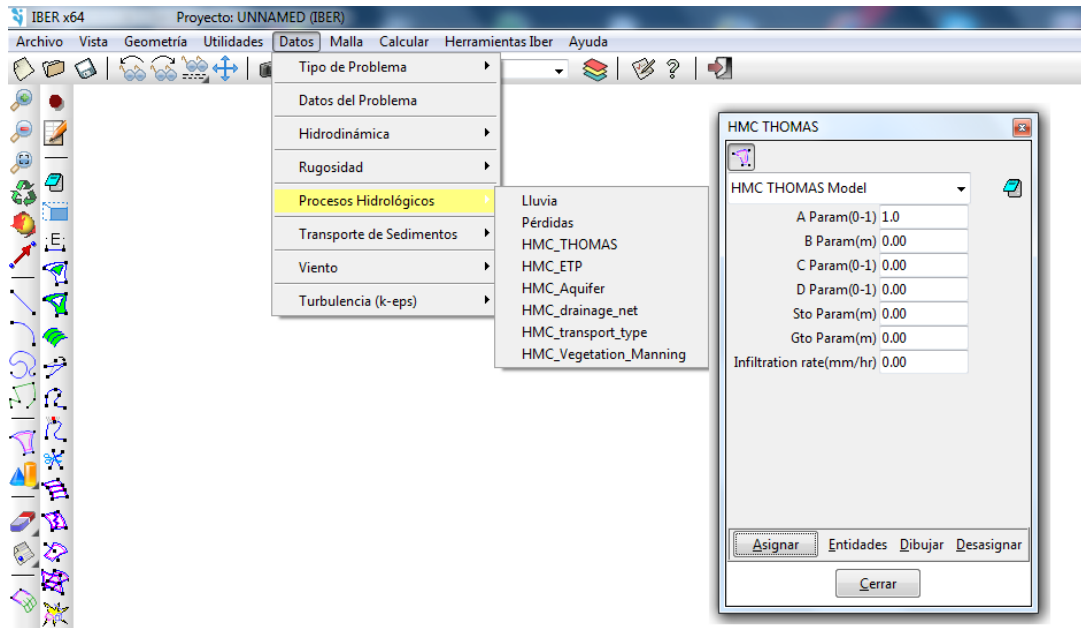


Figura 4.12. Visualización general de la interfaz referente a procesos hidrológicos dentro de IBER.

La implementación de la Rugosidad Hidrológica se realiza a través de la ventana llamada "HMC Vegetation Manning". Si se selecciona, da la opción de activar o desactivar el aumento de rugosidad para calados pequeños debido a la vegetación. Si se activa, permite entrar un valor máximo de rugosidad, y también te permite fijar el umbral de calado a partir del cual se va a corregir el Manning.

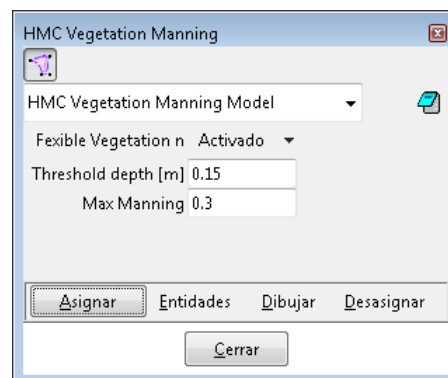


Figura 4.13. Visualización Proceso "Vegetation Manning"

Cuando se activa esta opción, lo que hace el problemtype es crear un nuevo archivo "Iber_HMCVegMAN.dat", datos que son leídos posteriormente por el ejecutable responsable de la simulación numérica. El procedimiento permite manejar en el río coeficientes de rugosidad de Manning de referencia, y en la cuenca coeficientes de rugosidad de Manning hidrológicos.

Para la consideración de la lluvia móvil, la interfaz muestra la opción de incluir lluvias a partir de rásters de intensidades al problemtype. El acceso es a partir de la pestaña "Datos de Problema", allí hay una opción variable nueva a la derecha que se llama "Lluvia", que por defecto está en "Hyetograph", es decir, se usarán las lluvias que se ingresen en forma de Hyetograma a través del Menú de Datos Hidrológicos. Esto puede ser cambiado a "Rasters" o "Rasters Interpolation". En este caso aparece una tabla donde hay que colocar el instante de tiempo y el nombre del ráster de intensidad asociado. Estos rásters deben estar en una carpeta "Rain_rasters" dentro de la carpeta del proyecto. También es importante destacar que todos los rásters deben tener el número de filas y de columnas, y deben de estar en la misma localización.

La opción "Rasters" considera lluvia constante igual a la definida por un ráster hasta el instante del siguiente ráster. La opción "Rasters interpolation" interpola en cada instante con los valores del ráster anterior y siguiente.

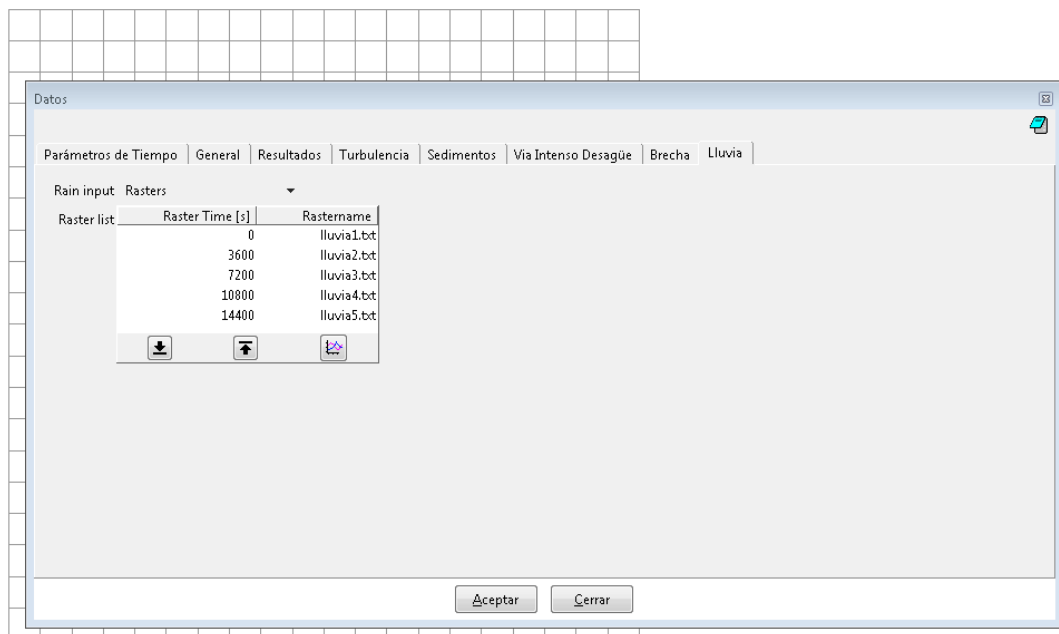


Figura 4.14. Visualización del menú de Lluvia en opción "Raster"

4.6 Mejoras en la estabilidad de escenarios hidrológicos de simulación.

Es importante remarcar que inicialmente el esquema de cálculo de caudales sirve para cálculos hidrológicos. Para cálculos hidráulicos, especialmente con calados grandes y cambios de régimen, puede dar problemas de inestabilidades. De alguna

manera la representación o caracterización no es realista y requiere de un esquema que sea más fiel a esa caracterización teniendo en cuenta el tipo de flujo que se presenta.

4.6.1 Implementación del esquema desacoplado.

El nuevo esquema implementado pretende resolver algunas inestabilidades que se producían en casos de cálculo hidrológico con caudales muy pequeños. Como se verá más adelante (Figura 4.16. Simulaciones con o sin esquema desacoplado para diferentes rugosidades

la generación de caudal mediante el esquema numérico original de Iber (esquema numérico de Roe), en escenarios donde los calados son bajos, puede generar inestabilidades evidentes.

Una de las razones de las mencionadas inestabilidades puede observarse si se discretizan las ecuaciones de Saint Venant para un caso sencillo, sin pendiente de fondo. Para este caso, si se obtiene la expresión del caudal de transferencia entre dos elementos de la malla se obtiene (Las variables son descritas en el apartado 2.5.2:

$$q = -\frac{1}{2}(\tilde{\alpha}_1 \cdot |\tilde{\lambda}_1| \cdot 1 + \tilde{\alpha}_2 \cdot |\tilde{\lambda}_2| \cdot 1) = -\frac{1}{2}(\tilde{c} \cdot \Delta h) \quad (4.21)$$

De donde podemos ver que para pequeñas velocidades el esquema por defecto calcula un caudal de transferencia por diferencia de presiones sin tener en cuenta la rugosidad de Manning.

Esto se traduce en una falta de influencia del coeficiente de Manning en aplicaciones hidrológicas. Podemos aumentar el coeficiente de Manning tanto como nosotros queramos, pero este flujo de masa no se verá afectado. Este problema se incrementa en una aplicación hidrológica con profundidades muy pequeñas. Cuando un elemento se vuelve seco, las descargas se ponen a cero, y por tanto también las velocidades. Cuando se supera el umbral húmedo-seco, las velocidades son todavía cero, y por lo tanto el efecto del coeficiente de Manning no se aplica.

Para resolver este problema, que provoca inestabilidades, y que se ve acrecentado por el tratamiento descentrado de algunos términos que también se realiza con el esquema numérico mencionado, durante el desarrollo de esta tesis se incorporó un nuevo esquema numérico en Iber (Bladé, et al, 2014) para resolver las ecuaciones de Saint Venant en escenarios hidrológicos. Con el nuevo esquema, en lugar de discretizar las ecuaciones de St.Venant escritas de esta forma (Cea, L, et al, 2015):

$$\begin{aligned} \frac{\delta h}{\delta t} + \frac{\delta q_x}{\delta x} + \frac{\delta q_y}{\delta y} &= R - f \\ \frac{\delta q_x}{\delta t} + \frac{\delta}{\delta x} \left(\frac{q_x^2}{h} + \frac{gh^2}{2} \right) + \frac{\delta}{\delta y} \left(\frac{q_x q_y}{h} \right) &= -gh \frac{\delta Z_b}{\delta x} - g \frac{n^2}{h^{\frac{7}{3}}} |q| q_x \\ \frac{\delta q_y}{\delta t} + \frac{\delta}{\delta x} \left(\frac{q_x q_y}{h} \right) + \frac{\delta}{\delta y} \left(\frac{q_y^2}{h} + \frac{gh^2}{2} \right) &= -gh \frac{\delta Z_b}{\delta y} - g \frac{n^2}{h^{\frac{7}{3}}} |q| q_y \end{aligned} \quad (4.22)$$

Donde z_b es la elevación de lecho, q_x , q_y , son los dos componentes de descargas unitarias, q es el módulo de descarga unitaria, h es la altura de lámina de agua, n es el coeficiente de manning, g es la aceleración de la gravedad, R es la intensidad de precipitación, y f representa las pérdidas de lluvia, debidas a infiltración, evapotranspiración, interceptación y detención superficial. Al mismo tiempo, la fórmula de manning es usada en la ecuación (4.22) como modelo de fricción de fondo.

Se discretizan de esta otra forma:

$$\begin{aligned} \frac{\delta h}{\delta t} + \frac{\delta q_x}{\delta x} + \frac{\delta q_y}{\delta y} &= R - f \\ \frac{\delta q_x}{\delta t} + \frac{\delta}{\delta x} \left(\frac{q_x^2}{h} \right) + \frac{\delta}{\delta y} \left(\frac{q_x q_y}{h} \right) &= -gh \frac{\delta Z_b}{\delta x} - gh \frac{n^2 q}{h^{\frac{10}{3}}} q_x \\ \frac{\delta q_y}{\delta t} + \frac{\delta}{\delta x} \left(\frac{q_x q_y}{h} \right) + \frac{\delta}{\delta y} \left(\frac{q_y^2}{h} \right) &= -gh \frac{\delta Z_b}{\delta y} - gh \frac{n^2 |q|}{h^{\frac{10}{3}}} q_y \end{aligned} \quad (4.23)$$

Donde $Z_s = Z_b + h$ es la elevación de lámina en superficie libre. La única diferencia entre las ecuaciones (4.22) y (4.23) es que en la (4.22) el gradiente de presión hidrostática está incluido en el mismo término que el flujo de inercia, mientras en la (4.23) se une con la pendiente de fondo en un término simple involucrando el gradiente de superficie libre. La ventaja de usar la ecuación (4.23) como la base para un esquema

de discretización es que significa un equilibrio exacto entre el gradiente de presión hidrostática y la pendiente del lecho, y se obtiene de forma natural cuando la superficie libre es horizontal, ya que ambos se fusionan en un solo término. Si se utiliza la ecuación (4.22), se necesita una discretización contra el viento especial de la pendiente del lecho para lograr este equilibrio [Bermúdez y Vazquez-CENDÓN, 1994].

Por otro lado, la ventaja de utilizar la ecuación (4.22) es que el gradiente de presión hidrostática es un momentum de Flujo y por lo tanto, parece razonable discretizar junto con el flujo de inercia en un solo término de momentum de flujo. En los problemas que implican las ondas de choque, el equilibrio de momentum entre la inercia advectiva y la presión hidrostática es de vital importancia a fin de reproducir correctamente la ubicación del salto hidráulico. En esas situaciones una discretización basada en la ecuación (4.22) debe ser más conveniente.

El esquema de discretización se aplica a una malla localizada no estructurada de volúmenes finitos formada por celdas de control (o células) de cualquier número de caras, pero podría aplicarse igualmente a una malla estructurada. La Figura muestra un esquema de dos celdas vecinas y las variables geométricas que se utilizarán en la discretización.

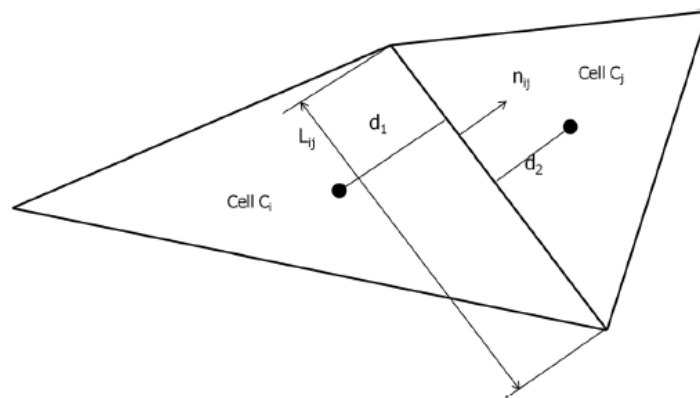


Figura 4.15. Bosquejo de la no estructurada discretización finitos volumen utilizado en el solucionador, mostrando las variables geométricas utilizadas para calcular el flujo entre las células C_i y C_j .

Todas las variables de flujo (profundidad del agua, caudal unitario, cota de fondo, altura de lámina de agua o calado) se almacenan en el centro geométrico de los volúmenes de control o celdas. Las ecuaciones de conservación de la masa y cantidad de movimiento se discretizan de forma independiente, por lo tanto, el modelo es desacoplado en un sentido matemático, lo que motiva el nombre del

esquema. Desde la discretización de la conservación del momento, las ecuaciones en x y en y son análogas. Se explica a continuación en x.

La ecuación (4.23) se integra en el tiempo usando un esquema de Euler explícito, y en el espacio, en un volumen de control C_i utilizando el teorema de Gauss, para obtener:

$$\begin{aligned} \frac{h_i^{n+1} - h_i^n}{\Delta t} \cdot A_i + \sum_{j \in K_i} Q_{ij}^n &= (R_i^n - f_i^n) \cdot A_i \\ \frac{q_{x,i}^{n+1} - q_{x,i}^n}{\Delta t} \cdot A_i + \sum_{j \in K_i} F_{x,ij}^n &= (T_{x,i}^{n+1} - gh_i^n \cdot S_{x,i}^n) \cdot A_i \end{aligned} \quad \begin{array}{l} \text{a} \\ 4.24 \\ \text{b} \end{array}$$

donde K_i representa todos los volúmenes de control C_j que comparten toda la cara con C_i . A_i es el área del volumen de control C_i . Q_{ij} , y $F_{x,ij}$ son, respectivamente, las aproximaciones numéricas de los flujos de masa y la inercia en dirección x entre los volúmenes de control adyacentes C_i y C_j .

R_i , f_i , S_x , I y $T_{x,i}$ son, respectivamente, discretizaciones centradas de la intensidad de la lluvia, pérdidas lluvia, gradiente de superficie libre en la dirección x y fricción de fondo en la dirección x. Los superíndices n y n+1 indican el paso de tiempo en el que se evalúa cada término.

La discretización dada por la ecuación (a) es conservadora de masa ya que en cada tiempo de paso del flujo de la masa (Q_{ij}) dejando un volumen de control por una de sus caras es exactamente la misma que la de descarga de entrar en la celda adyacente, lo que garantiza la conservación global de la masa en toda la red numérica.

La aproximación numérica de los flujos de masa y momento (Q_{ij} y $F_{x, ij}$) se puede calcular mediante un sencillo esquema:

$$Q_{ij} = \lambda_{ij} h_{ij}^u L_{ij} \quad F_{x,ji} = \lambda_{ij} q_{x,ij}^u L_{ij} \quad \lambda_{ij} = U_{x,ij} n_{x,ij} + U_{y,ij} n_{y,ij} \quad (4.25)$$

$$h_{ij}^u = \begin{cases} h_i & \text{if } \lambda_{ij} \geq 0 \\ h_j & \text{if } \lambda_{ij} < 0 \end{cases} \quad q_{x,ij}^u = \begin{cases} q_{x,i} & \text{if } \lambda_{ij} \geq 0 \\ q_{x,j} & \text{if } \lambda_{ij} < 0 \end{cases} \quad (4.26)$$

donde L_{ij} es la longitud de la cara de celda que se une a los volúmenes de control C_i y C_j , $U_{x,ij}$, $U_{y,ij}$ son los dos componentes de la velocidad en la cara de la celda, $(n_{x,ij}, n_{y,ij})$ son los dos componentes de la unidad del vector normal a la cara de la celda, y λ_{ij} es el componente de la velocidad normal a la cara de la celda. Los componentes de la velocidad en la cara de la celda se calculan a partir de la interpolación lineal entre los centroides de volumen de control como:

$$U_{x,ij} = U_{x,i}\alpha_{ij} + U_{x,j}(1 - \alpha_{ij}) \quad (4.27)$$

Con una expresión análoga para $U_{y,ij}$.

En las figuras siguientes se representan los resultados simulados para diferentes condiciones de rugosidad y en situación de esquema desacoplado o no desacoplado. Cabe remarcar que son resultados de primeras simulaciones sin ningún proceso de calibrado. Implementando el nuevo esquema se consigue una disminución significativa de las inestabilidades. En las siguientes figuras se evidencia el comportamiento de Iber con el nuevo esquema para diferentes rugosidades de Manning.

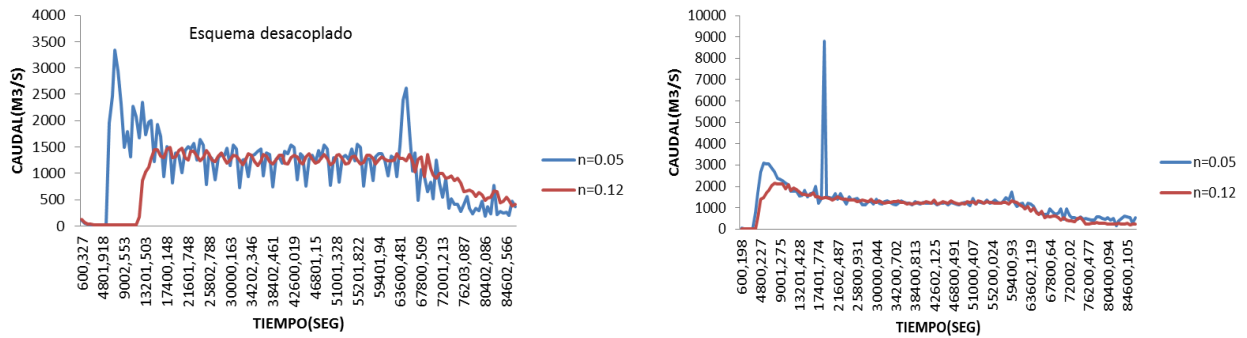


Figura 4.16. Simulaciones con o sin esquema desacoplado para diferentes rugosidades

En el caso específico del escenario de la cuenca del Fluvà para las condiciones expuestas anteriormente y posteriormente se puede notar claramente la influencia en la corrección de posibles errores por medio del esquema desacoplado. Las simulaciones fueron realizadas para la Cuenca del río Fluvà, Cataluña, modelación bidimensional, caso estudio lluvia constante de 40mm/h durante 17 horas seguido de un periodo seco de 7. En el caso de las modelizaciones de alta duración y 40 mm/h

como lluvia constante durante tres días, seguido de un periodo seco de 4 días. La malla del DTM de la zona presenta 2427 elementos de manera estructurada.

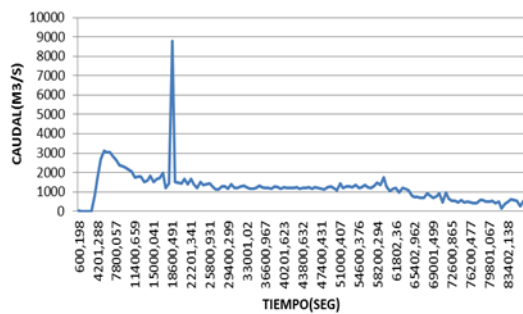


Figura 4.17. Caso cuenca Fluvía sin esquema desacoplado. Duración un día

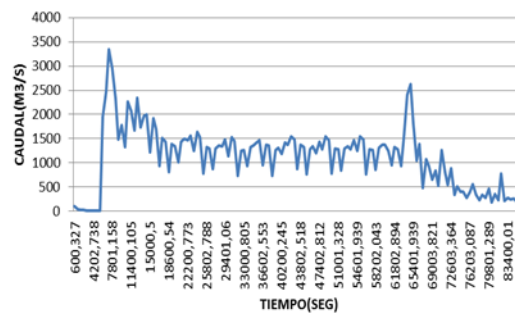


Figura 4.18. Caso cuenca Fluvía con esquema desacoplado. Duración un día

A partir de las consideraciones realizadas en este capítulo y los resultados de las simulaciones llevadas a cabo, se concluye que para un escenario hidrológico se deben hacer las siguientes consideraciones:

- 1) No utilizar incrementos de tiempo de cálculo muy grandes. Aunque Iber lo reduce automáticamente, se suelen provocar oscilaciones.
- 2) No subir el CFL (condición de estabilidad) por encima de 0.5, al menos en un principio. Si un modelo funciona bien y se quiere acelerar el cálculo, se puede intentar subir el CFL. Pero puede generar inestabilidades.
- 3) Para evitar que el agua se mueva a pulsos, también es conveniente usar un umbral de secad-mojado bajo, por ejemplo de 0.1mm.
- 4) Los coeficientes de Manning estándar sirven para considerar la fricción contra un contorno determinado. En un cálculo hidrológico, con celdas de miles de metros cuadrados, el coeficiente de Manning es la única manera que tenemos para considerar todos los obstáculos al flujo dentro de la celda, tanto por fricción como de forma. Con unos tirantes de milímetros, el coeficiente de Manning de un prado puede ser muy muy grande. Como orden de magnitud se puede considerar las recomendaciones del Hec-HMS cuando se calcula con la onda cinemática, donde utilizan coeficientes que se acercan a la unidad.

5 ESCENARIOS DE SIMULACIÓN DEL MODELO CONTÍNUO.

Una de las ventajas en la utilización de un modelo hidrológico continuo, es que intenta aproximar el funcionamiento de un ciclo hidrológico completo, logrando regular el comportamiento de las corrientes de agua. De esta manera, la escasez en eventos de lluvia, en algún periodo, no implica necesariamente que un cuerpo de agua superficial no mantenga niveles de calado, ya que podrá alimentarse de fuentes subterráneas que previamente se habían alimentado de eventos de precipitación pasados, o simples corrientes subsuperficiales o provenientes de acuíferos.

Pero estas condiciones, se pueden dar, o no, dependiendo de la morfometría de la zona, condiciones del suelo, tipos de cobertura, usos, y de las características subterráneas. De lo anterior dependerá la formación de acuíferos y de medios de alimentación a las corrientes superficiales. Dicha configuración se puede caracterizar mediante el modelo CHM, a través del sub modelo de transferencia vertical (MTV) (Modelo de Thomas)(Alley, 1984), y del submodelo de transporte subterráneo. Los diferentes parámetros intrínsecos del modelo CHM, darán las condiciones y posibilidad de generar flujo base, y dar así una regulación a la respuesta hidrológica de una cuenca.

Se analizaron diferentes escenarios de simulación hidrológica a partir de las consideraciones y aportes al submodelo hidrológico implementado en Iber. Los caso de estudio que se muestran a continuación corresponden a diferentes situaciones y escenarios implementados sobre la cuenca de cabecera del río Fluviá en Cataluña. Se propuso una diversidad de escenarios para comprobar el comportamiento del modelo CHM a nivel de cuenca. El modelo CHM contó con el funcionamiento de 4 submódulos: Sub modelo HMC-Thomas, Sub modelo HMC-ETP, Sub modelo HMC-Aquifer, y Sub modelo HMC-Drainage net. El submodelo HMC Thomas involucra todas las ecuaciones, algoritmos y lógica de la modelización referente al modelo de Thomas involucrado en Iber. El submodelo HMC-ETP tiene todos los métodos de cálculo de la evapotranspiración potencial y entran en funcionamiento según la escogencia del

modelador a partir de los parámetros que tiene en cuenta cada método. El submodelo HMC-Aquifer y el submodelo HMC-Drainage tienen en cuenta el funcionamiento de la zona subterránea del modelo de Thomas tenido referido en el submodelo HMC-Thomas, y a partir de sus resultados permite al usuario decidir cuáles son las celdas correspondientes a zonas aportantes y aportadas respectivamente.

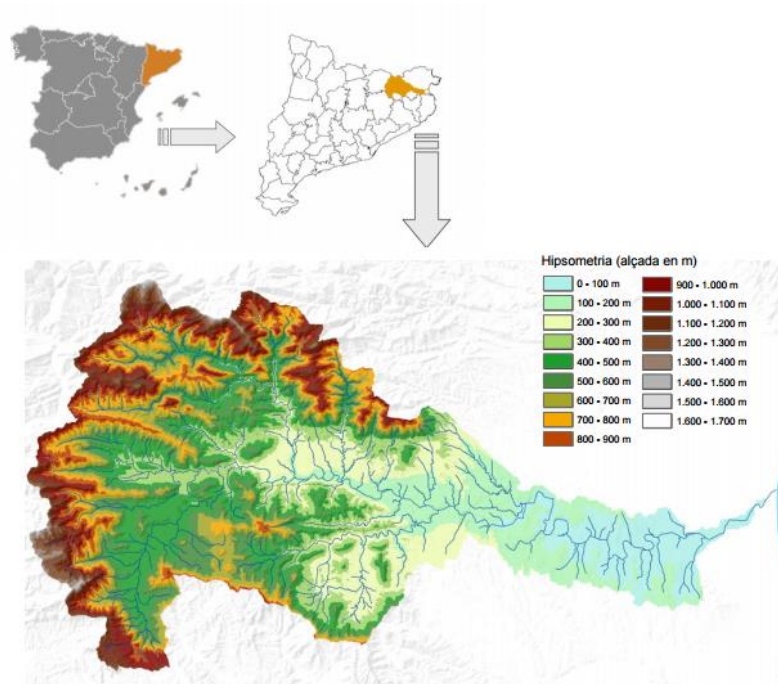


Figura 5.1. Fuente: Agencia Catalana del Agua. Hipsometría y localización Cuenca del Fluviá, Cataluña.

La entrada en funcionamiento del modelo CHM, demanda la carga inicial del modelo digital del terreno con condiciones iniciales y de contorno en la cuenca hidrográfica, así como la información de precipitación correspondiente. El resto de parámetros demandados son los propios que contemplan cada uno de los submódulos del modelo CHM y los cuáles se desglosaron anteriormente.

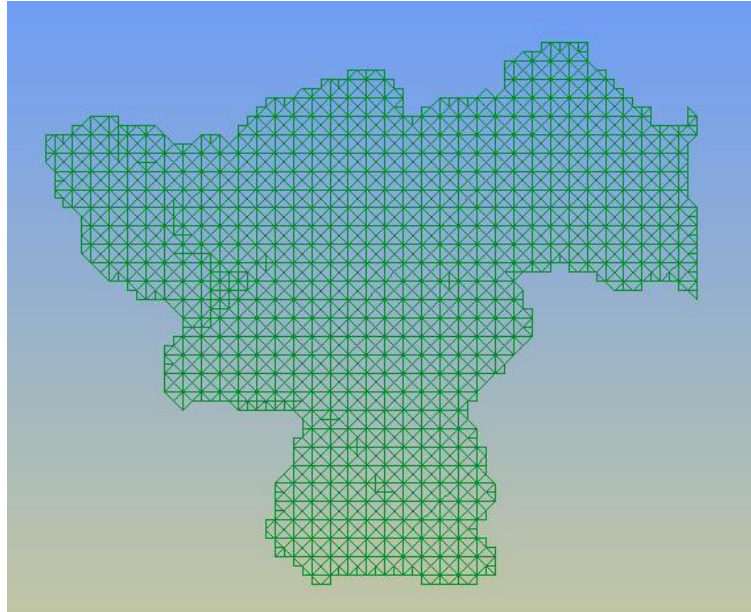


Figura 5.2. Cuenca y elementos de malla generados por su topografía. Cuenca del Fluviá, Cataluña. Malla del DTM de la zona presenta 2427 elementos de manera estructurada.

5.1 Escenarios de aproximación a condiciones con y sin flujo base.

Una de las bondades del modelo planteado es precisamente la capacidad de simular la posibilidad de generación de flujo base. La combinación de los parámetros físicos que soportan el modelo hace posible que a partir de condiciones reales morfométricas de la cuenca se pueda generar numéricamente la realidad de flujo base, así como según circunstancias, la ausencia de este.

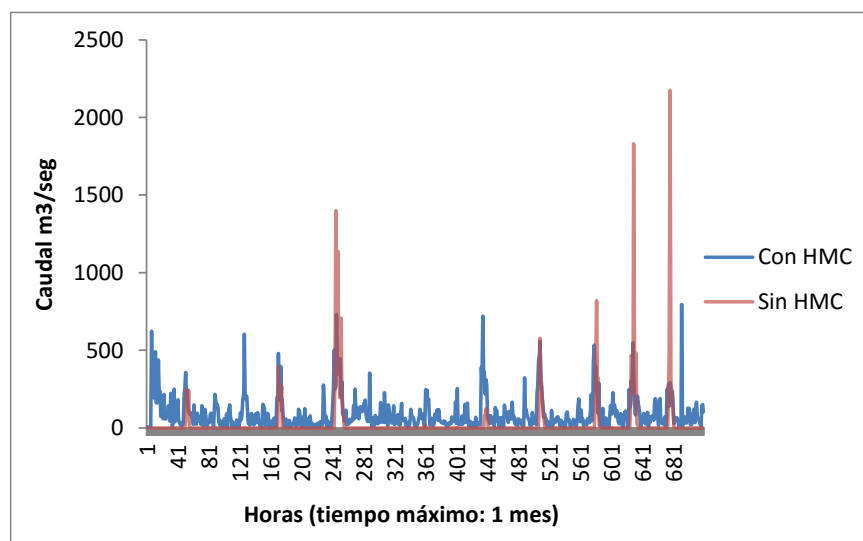


Gráfico 5.1. Comparación de simulación mensual con CHM y sin CHM

Ante un escenario de eventos fuertes aislados en el tiempo, la condición de usar el modelo CHM o no, condicionará, ante condiciones ideales de generación de flujo subterráneo, un flujo base. El Gráfico 5.1 muestra precisamente lo anterior, teniendo como referencia principal la utilización de los submódulos de HMC-Thomas, HMC Acuífer y HMC- Drainage principalmente (Lluvia de 40 mm /h de manera aislada (ver Anexo 4) durante un mes) mientras la simulación sin CHM tiene su media de flujo muy pegada al eje de las abscisas, y largos periodos de tiempo con caudal estrictamente cero, la simulación con CHM genera un aumento evidente en la media de flujo en más de 50 m³/s. (simulación realizada con los siguientes valores de los parámetros abcd: $\alpha=0.5$, $b=0.5$ m, $c=0.5$, $d=0.5$ /mes)

Se puede apreciar mejor el efecto de generación de flujo base, cuando para el mismo escenario de cuenca y con condiciones idénticas morfométricas, , condicionamos la situación del subsuelo para efectos de generación de flujo subterráneo. Como caso base para comparación, el Gráfico 5.2 muestra los resultados de una simulación para el mismo escenario, ahora para precipitación constante durante 3 días seguido de condición seca los otros 4 días (simulación de una semana) con condiciones desfavorables a los parámetros c y d, sensibles a la generación de flujo saliente de los acuíferos ($c=0.15$, $d=0$). Las condiciones de simulación fueron: 6471 elementos de malla estructurada; elementos finos en la red principal. Límite secado mojado=0.1mm.

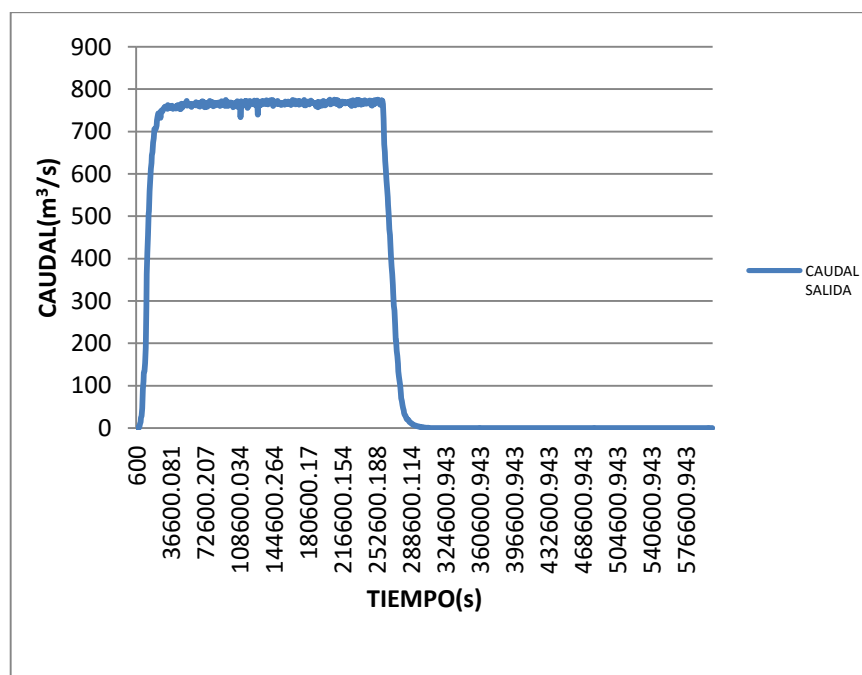


Gráfico 5.2. Generación de Caudal con flujo subterráneo vertical y sin flujo horizontal subterráneo.

Al cambiar esta condición mediante los parámetros c y d ($c=0.15$, $d=0.5$) para generación de flujo subterráneo, se puede apreciar en el Gráfico 5.3 que, a pesar de no recibir la cuenca precipitación durante un largo periodo de tiempo (la lluvia utilizada ha sido como antes de 40 mm/ h constante durante media semana) en más de la mitad de la simulación, el modelo logra retener agua en la red de drenaje de manera continua apoyado en la alimentación desde el flujo base que se genera por flujo subterráneo proveniente de toda la aportación y zona de acuíferos.

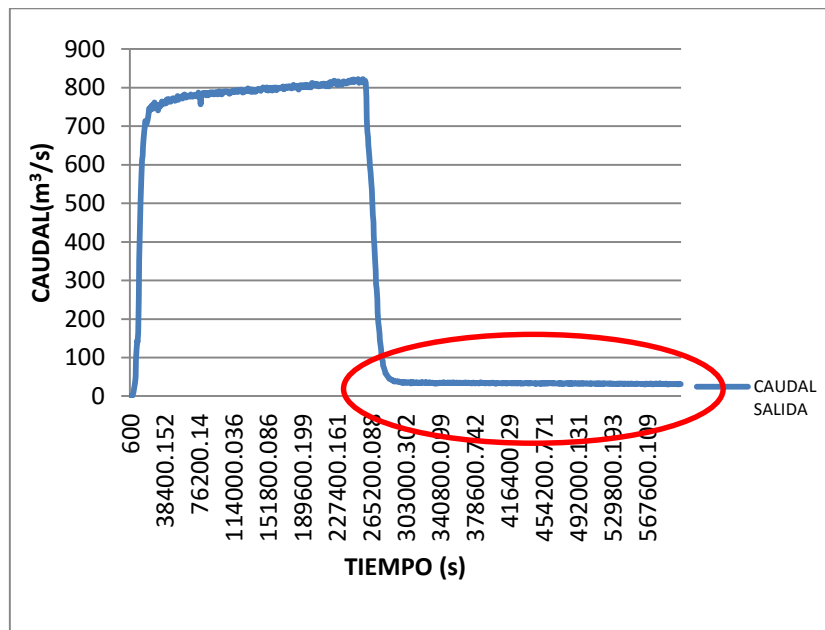


Gráfico 5.3. Generación de Caudal con flujo subterráneo vertical y horizontal.

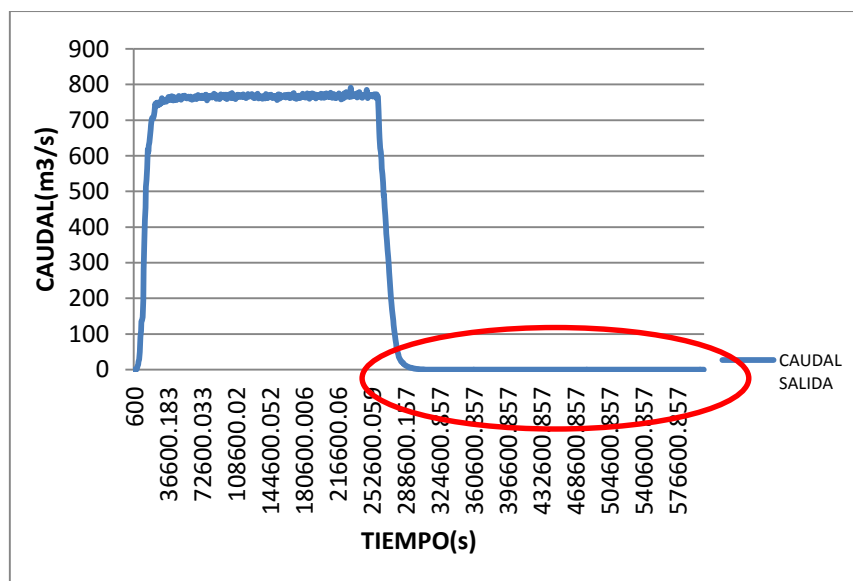


Gráfico 5.4. Generación de Caudal con flujo vertical de infiltración y recarga pero sin transporte horizontal subterráneo

Los gráficos Gráfico 5.2, Gráfico 5.3 y Gráfico 5.4 describen el comportamiento en respuesta hídrica de la cuenca de referencia ante modificaciones principalmente de los parámetros c y d, sin embargo se puede apreciar una respuesta equivalente entre el comportamiento de los gráficos Gráfico 5.2 y Gráfico 5.4, donde la diferencia radica en que a pesar de recibir recarga la zona de aportación, esta permanece en el acuífero y no sale a través del flujo subterráneo a la superficie. Cuando esto ocurre, el flujo se vé reflejado en el aumento de la respuesta (gráfico Gráfico 5.4).

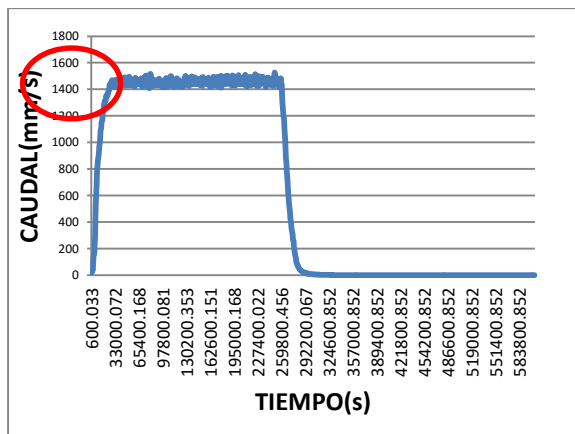


Gráfico 5.5 Generación de caudal con secado hidrológico y umbral de 1 mm.

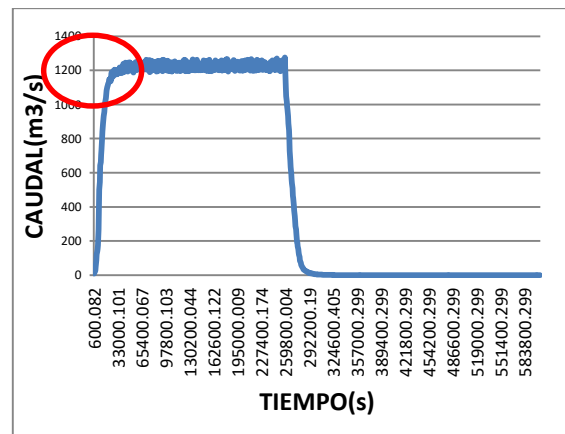


Gráfico 5.6 Generación de caudal con secado hidrológico y umbral de 1 cm.

Las condiciones de simulación fueron: 6471 elementos de malla estructurada; elementos finos en la red principal. Límite secado mojado=0.1mm. Desde el punto de vista de tipo de simulación, debemos recordar que la simulación tipo hidráulica e hidrológica presenta principios y sustentos teóricos de caracterización de flujo muy diferentes, por ejemplo, en el caso de escenarios hidrológicos el componente de presión en las ecuaciones de Saint Venant no cobra la misma importancia que en escenarios hidráulicos. Pero además de ello, en un escenario hidráulico donde los calados son importantes, se puede considerar una celda seca cuando la altura de lámina de agua es inferior a 1 cm, lo cual sería absurdo en un escenario hidrológico, donde 1 cm puede ser la precipitación total de un día con lluvia moderada. La importancia de ello se puede apreciar en el Gráfico 5.5 y Gráfico 5.6, donde se puede evidenciar un aumento de casi el 20% en la producción hídrica de la cuenca al tener en cuenta un secado hidrológico, con elementos secos cuando el calado es inferior a 1mm, en el primero de los dos gráficos.

Sin tener en cuenta diferencias en el umbral de secado-mojado, y sólo comparando la condición de secado, normal o hidrológico, para evitar inestabilidades, se aprecian evidencias mínimas de influencia en la generación de caudales ante escenarios de lluvia constante sin calados iniciales en la simulación.

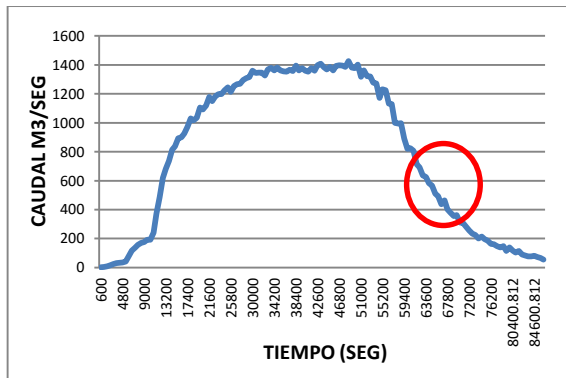


Gráfico 5.7 Simulación con secado hidrológico

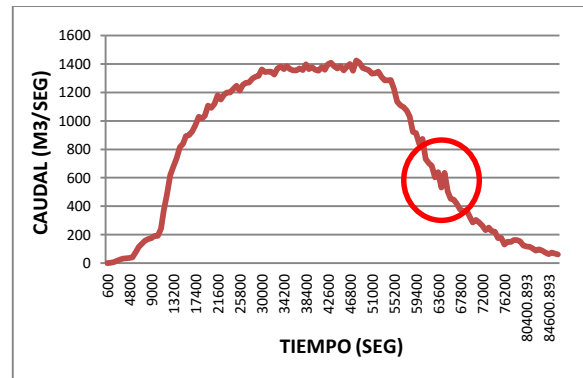


Gráfico 5.8 Simulación sin secado hidrológico

En los gráficos anteriores puede notarse una diferencia de inestabilidad del escenario sin secado hidrológico respecto al escenario con secado hidrológico, aunque en el contexto general de la simulación no se evidencian diferencias notables en la generación de caudal. Las condiciones de simulación fueron: 6471 elementos de malla estructurada; elementos finos en la red principal. Límite secado mojado=1mm, sin flujo subterráneo ni infiltración, 40 mm/h durante los primeros 50.000 s, tiempo máximo de simulación 86.400 s, Esquema desacoplado. La cuenca es la referente a la Figura 5.1.

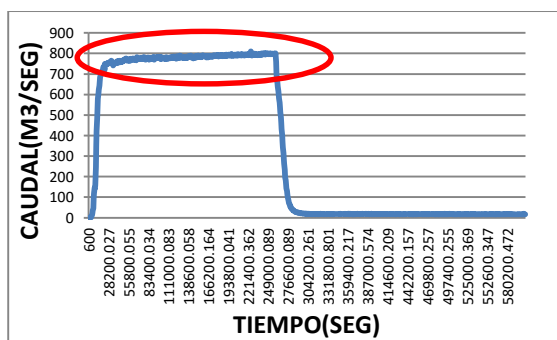


Gráfico 5.9 Simulación con el esquema de Roe en escenario hidrológico.

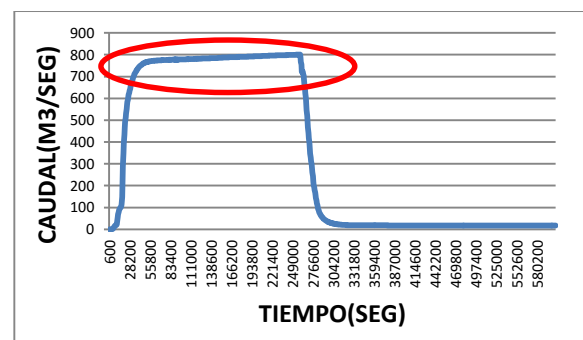


Gráfico 5.10 Simulación con esquema desacoplado en escenario hidrológico.

En el Gráfico 5.9 y Gráfico 5.10 se muestra una comparación entre la simulación de la cuenca estudio con esquemas normales y con esquemas desacoplados, explicados en el apartado 4.6.1. Ante un tipo de simulación hidrológica el flujo se suaviza e insinuaría una simulación más realista, situación que no se evidencia en un escenario

hidráulico (Gráfico 5.5, Gráfico 5.6). Las condiciones de simulación fueron: 6471 elementos de malla estructurada; elementos finos en la red principal. Límite secado mojado=1mm, sin flujo subterráneo ni infiltración, 40 mm/h durante los primeros 50.000 s, tiempo máximo de simulación 86.400 s, esquema de Roe de primer orden en Gráfico 5.9 y desacoplado en Gráfico 5.10, y 1 m de calado inicial en toda la malla. La cuenca es la referente a la Figura 5.1.

En otros casos, con lluvias de menor intensidad, el secado hidrológico podemos obtener una mejora sustancial en la estabilidad de respuesta como puede verse en la siguiente simulación realizada en la cuenca Rasa del Molí, en Solivella, Cataluña.

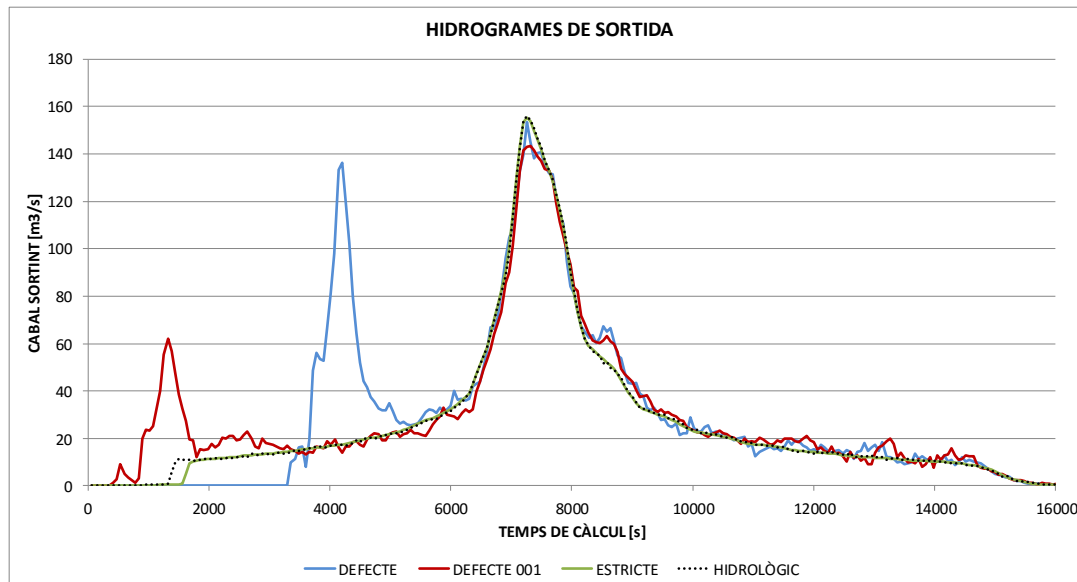


Gráfico 5.11. Hidrograma de salida. Cuenca Rasa del Molí, Solivella. Fuente: Pujal, M, 2012.

Se han ido incorporaron de esta manera, los distintos submodelos HMC-ETP, Sub modelo HMC-Aquifer, y Sub modelo HMC-Drainage net, que mostraron resultados diferentes a medida que se involucraron situaciones y variables en las diferentes simulaciones. Procesos que describen fenómenos comunes en los diferentes procesos hidrológicos de cuencas rurales.

6 ANÁLISIS DE SENSIBILIDAD DEL MODELO

En este capítulo se analiza la influencia de cada uno de los parámetros del modelo hidrológico propuesto (CHM), en la respuesta hidrológica de cuencas. Se realiza un especial énfasis en aquellas variables que aportan una significancia física en el modelo, y por ende su relevancia en resultados de modelización para cálculo de caudales y calados en diferentes puntos no instrumentados de una cuenca. Por tratarse de un modelo no lineal, incluye varios parámetros que son susceptibles de calibración (a , b , c , d , St_0 , Gt_0), por lo tanto, el análisis de sensibilidad de cada uno de estos parámetros se hace muy importante y de necesidad de conocimiento antes de iniciar procesos de calibración y validación.

Es importante resaltar que los parámetros no son independientes, y que el grado de respuesta de cada uno depende de la existencia o magnitud de otros. El proceso hidrológico continuo así lo hace suponer y es muy lógico pensar, por ejemplo, que la incidencia del flujo subterráneo en la respuesta total de flujo de una cuenca se hace importante, siempre y cuando los valores de infiltración previos sean significativos. Sin embargo, ante escenarios ideales de impacto de cada parámetro, cada variable presenta una sensibilidad distinta para el modelo presentado. En el presente apartado se muestra una serie de combinaciones para lograr el máximo provecho o influencia de cada parámetro en la respuesta hídrica del modelo general, ante el mismo escenario. Parámetros sujetos a análisis de sensibilidad: a , b , c , d , St_0 , Gt_0 , tasa de infiltración.

Para cada uno de los parámetros a analizar, se presentarán dos tablas explicativas. En la primera se muestran los diferentes escenarios de cambio en los valores de los parámetros, teniendo como base homogeneidad en los datos de entrada en cuanto a información hidroclimatológica. A partir de allí se plantean escenarios donde se van cambiando algunos parámetros considerados importantes en el proceso de balance hidrológico completo. Por ejemplo, al mantener un valor de infiltración fijo, puede verse la importancia en la sensibilidad del parámetro de recarga. Lo anterior va de la

mano con la segunda tabla, donde se verifica el rendimiento hídrico del escenario. El análisis de las dos tablas puede determinar el grado de sensibilidad del parámetro.

6.1 Sensibilidad del Parámetro “a”.

El parámetro a refleja la tendencia de la esorrentía a producirse antes de que el suelo esté totalmente saturado (Fernandez. W, et al, 2000). Por lo tanto es lógico suponer que una alta tasa de permeabilidad influirá notoriamente en la efectividad de “a” para generar rendimiento hídrico. Al tratarse de una tendencia o probabilidad de esta ocurrencia, su rango de variación está entre 0 y 1. Éste y los análisis referentes al resto de parámetros en cuanto a sensibilidad se han realizado sobre el caso de estudio de la cabecera de la cuenca del río Fluviá (Cataluña). La malla del DTM de la zona presenta 2427 elementos de manera estructurada. Las condiciones climatológicas se especifican en casa escenario.

ESCENARIOS DE SENSIBILIDAD PARÁMETRO A					
Escenario	Condiciones iniciales		Escenario	Condiciones iniciales	
A.1	Lluvia: 40 mm/hr	$c=0,5$	A.2	Lluvia: 40 mm/hr	$c=0,5$
	ETP: 0	$d=0,5$		ETP: 0	$d=0,5$
	Tasa de Infiltración: 25 mm/hr	$St_0=0$ mm		Tasa de Infiltración: 25 mm/hr	$St_0=1$ mm
	$a=0,99$	$gt_0=0$ mm		$a=0,1$	$gt_0=1$ mm
	$b=0,5$			$b=0,5$	
A.3	Lluvia: 40 mm/hr	$c=0,5$	A.4	Lluvia: 40 mm/hr	$c=0,5$
	ETP: 0	$d=0,5$		ETP: 0	$d=0,5$
	Tasa de Infiltración: 5 mm/hr	$St_0=1$ mm		Tasa de Infiltración: 5 mm/hr	$St_0=1$ mm
	$a=0,99$	$gt_0=1$ mm		$a=0,1$	$gt_0=1$ mm
	$b=0,5$			$b=0,5$	
A.5		Lluvia: 40 mm/hr			$c=0,5$
		ETP: 0			$d=0,5$
		Tasa de Infiltración: 15 mm/hr			$St_0=10$ mm
		$a=0,99$			$gt_0=1$ mm
		$b=0,5$			

Tabla 6-1.Escenarios de sensibilidad para el parámetro A

Los escenarios propuestos plantean una igualdad en la información climatológica de la simulación. Se altera inicialmente el parámetro "a" de manera aleatoria con cambios en otros parámetros como "b", "c", "d", sin embargo no se obtienen respuestas hídricas muy notorias. Sin embargo, se nota en las simulaciones que al cambiar el parámetro "a" la respuesta en el rendimiento es notoria siempre y cuando la tasa de infiltración en la zona de aportación sea importante, de lo contrario "a" es poco sensible. Lo anterior se resume en las tablas de referencia, y los escenarios mas significativos se muestran aquí.

Caso	Rendimiento hídrico total (m ³)	Observación
A.1	4.440.850.929	
A.2	4.571.008.072	Ante una tasa de infiltración alta como único parámetro variante, el parámetro a no presenta gran sensibilidad = 2.8%
A.3	6.243.544.288	Si la tasa de infiltración es menor, se evidencia cambio notorio en el volumen de agua
A.4	6.275.710.169	El resultado es similar al del caso 3, por lo tanto no se considera sensible el parámetro a por si sólo. Sin embargo el parámetro a se hace importante en infiltraciones grandes respecto a infiltraciones pequeñas.
A.5	9.521.130.530	Es sensible el parámetro St_o , independientemente del valor de a.

Tabla 6-2. Rendimiento para los escenarios de sensibilidad para el parámetro a.

6.2 Sensibilidad del Parámetro "b".

El parámetro b es el límite superior de la suma de la evapotranspiración real E_t y el almacenamiento de humedad en el suelo. Por tratarse de un espesor o acumulación de humedad, el rango de variación no es definido, sólo superior a cero.

ESCENARIOS DE SENSIBILIDAD PARÁMETRO B					
Escenario	Condiciones iniciales		Escenario	Condiciones iniciales	
B.1	Lluvia: 40 mm/hr	c=0,5	B.3	Lluvia: 40 mm/hr	c=0,5
	ETP: ALTO TEMP ALTA	d=0,5		ETP: 0	d=0,5
	Tasa de Infiltración: 10 mm/hr	St0=1 mm		Tasa de Infiltración: 10 mm/hr	St0=1 mm
	A=0,5	gt0=1 mm		a=0,5	gt0=1 mm
	b=0,99			b=0,99	
B.2	Lluvia: 40 mm/hr	c=0,5	B.4	Lluvia: 40 mm/hr	c=0,5
	ETP: ALTO TEMP ALTA	d=0,5		ETP: 0	d=0,5
	Tasa de Infiltración: 10 mm/hr	St0=1 mm		Tasa de Infiltración: 10 mm/hr	St0=1 mm
	A=0,5	gt0=1 mm		a=0,5	gt0=1 mm
	b=0,1			b=0,1	
B.5		Lluvia: 40 mm/hr			c=0,5
		ETP: 0			d=0,5
		Tasa de Infiltración: 10 mm/hr			St0=10 mm
		a=0,5			gt0=1 mm
		b=0,99			

Tabla 6-3 Escenarios de sensibilidad para el parámetro b

La sensibilidad del parámetro "b" se evaluó en estas dos tablas. Allí se concluye la determinante influencia de la evapotranspiración en la sensibilidad del parámetro "b". Previamente en varias simulaciones se evaluó el comportamiento de los rendimientos hídricos ante cambios en el parámetro "b" con diferentes combinaciones hacia el resto de parámetros sin evidenciar cambios notorios en la respuesta de caudal. En estas tablas se muestran los resultados relevantes involucrando cambios en la consideración o no de la evapotranspiración, que resultó ser muy importante en la sensibilidad de b. Otro parámetro que result ser importante para "b, es St₀, por razones

obvias ya que se trata de la disponibilidad de agua en zona subsuperficial, condición que genera dependencia por parte de b.

Caso	Rendimiento hídrico total (m³)	Observación
B.1	5.793.342.005	
B.2	5.770.921.153	Ante igualdad en el resto de parámetros, variabilidad en el parámetro b no es sensible= 0.4%
B.3	6.243.544.287	Aquí se nota la influencia de la ETP evaluada en los casos 1 y 2. Aumento de volumen.
B.4	5.875.548.825	Se puede apreciar el efecto de b en la escorrentía superficial. Si es mayor, se favorece la escorrentía directa, ya que se disminuye la capacidad de infiltración.
B.5	9.985.252.406	Nuevamente el parámetro St_0 genera alta sensibilidad independientemente del resto de los parámetros.

Tabla 6-4 Rendimiento de los escenarios de sensibilidad para el parámetro c

6.3 Sensibilidad del Parámetro “c”.

El parámetro c es igual a la fracción de flujo que surge hacia la zona subterránea. Por tratarse de una fracción su rango de variación está entre 0 y 1.

ESCENARIOS DE SENSIBILIDAD PARÁMETRO C					
Escenario	Condiciones iniciales		Escenario	Condiciones iniciales	
C.1	Lluvia: 40 mm/hr	c=0,99	C.2	Lluvia: 40 mm/hr	c=0,1
	ETP: 0	d=0,5		ETP: 0	d=0,5
	Tasa de Infiltración: 25 mm/hr	$St_0=1$ mm		Tasa de Infiltración: 25 mm/hr	$St_0=1$ mm
	$\alpha=0,5$	$gt_0=1$ mm		$\alpha=0,5$	$gt_0=1$ mm
	b=0,5			b=0,5	

Tabla 6-5. Escenarios de sensibilidad para el parámetro C

En cuanto al parámetro “c”, se observe en diferentes simulaciones que es un parámetro muy sensible, afecta la respuesta hídrica de las zonas de aportación de manera determinante independientemente de las diferentes combinaciones del resto de parámetros del modelo. Sin embargo, lo anterior partiendo de la premisa de una

correspondencia en cuanto a la generación o no de flujo base por parte del parámetro “d”. Es decir, si la cantidad infiltrada es importante, el rendimiento hídrico de la Cuenca será alto siempre y cuando “d” aporte al flujo base. Si no hay correspondencia de aporte por parte de “d”, el flujo de infiltración terminará siendo parte de una recarga en el acuífero simplemente. De cualquier manera, si ésto pasa, se habrá disminuido la escorrentía superficial de respuesta, en alto grado, confirmando la alta sensibilidad del parámetro.

Caso	Rendimiento hídrico total (m³)	Observación
C.1	475.002.736	
C.2	6.900.373.209	Es muy notoria la sensibilidad del parámetro C en la respuesta hídrica de cuencas. Sensibilidad= 93%

Tabla 6-6. Rendimiento de los escenarios de sensibilidad para el parámetro c

6.4 Sensibilidad del Parámetro “d”.

El parámetro *d* indica la fracción del almacenamiento subterráneo que se incluye como flujo base. Al ser fracción, su rango de variación en el modelo estará entre 0 y 1.

ESCENARIOS DE SENSIBILIDAD PARÁMETRO D					
Escenario	Condiciones iniciales		Escenario	Condiciones iniciales	
D.1	Lluvia: 40 mm/hr	c=0,9	D.2	Lluvia: 40 mm/hr	c=0,9
	ETP: 0	d=0,99		ETP: 0	d=0,1
	Tasa de Infiltración: 10 mm/hr	St ₀ =1 mm		Tasa de Infiltración: 10 mm/hr	St ₀ =1 mm
	α=0,5	gt ₀ =1 mm		α=0,5	gt ₀ =1 mm
	b=0,5			b=0,5	
D.3	Lluvia: 40 mm/hr	c=0,1	D.4	Lluvia: 40 mm/hr	c=0,1
	ETP: 0	d=0,99		ETP: 0	d=0,1
	Tasa de Infiltración: 10 mm/hr	St ₀ =1 mm		Tasa de Infiltración: 10 mm/hr	St ₀ =1 mm
	α=0,5	gt ₀ =1 mm		α=0,5	gt ₀ =1 mm
	b=0,5			b=0,5	

Tabla 6-7. Escenarios de sensibilidad para el parámetro d

Como se había comentado anteriormente en cuanto al parámetro “c”, “d” está muy ligado al comportamiento de generación de flujo base, pero para que éste se lleve a

cabo, necesita de un acompañamiento importante de "c". Si la cantidad de agua infiltrada no es alta ("c"), de la misma manera el flujo subterráneo generador de flujo base tampoco lo será. Lo anterior se ha podido confirmar en las tablas relacionadas, donde se varían los valores de "d", pero siempre teniendo en cuenta el comportamiento o variación de "c". De esta manera se confirma también una importante sensibilidad del parámetro "d".

Caso	Rendimiento hídrico total (m ³)	Observación
D.1	3.899.271.220	
D.2	3.234.368.289	Se aprecia una sensibilidad importante de variación en el parámetro D ante condiciones semejantes del resto de parámetros. Sensibilidad=17%
D.3	7.514.691.744	Cuando se verifica la sensibilidad del parámetro D, variando el parámetro C, varía mucho el volumen de D. = 57%
D.4	7.174.964.612	Se aprecia una sensibilidad importante de variación en el parámetro D ante condiciones semejantes del resto de parámetros. Sensibilidad=4.5%

Tabla 6-8. Rendimiento de los escenarios de sensibilidad para el parámetro d

6.5 Sensibilidad del Parámetro de almacenamiento inicial de la zona no saturada "St₀".

St₀ hace referencia a la cantidad de agua almacenada en zona no saturada del suelo, por tanto su valor será positivo pero no tiene un límite definido.

ESCENARIOS DE SENSIBILIDAD PARÁMETRO St ₀					
Escenario	Condiciones iniciales		Escenario	Condiciones iniciales	
S.1	Lluvia: 40 mm/hr	c=0,5	S.2	Lluvia: 40 mm/hr	c=0,5
	ETP: 0	d=0,5		ETP: 0	d=0,5
	Tasa de Infiltración: 10 mm/hr	St ₀ =10 mm		Tasa de Infiltración: 10 mm/hr	St ₀ =0,5 mm
	α=0,5	gt ₀ =1 mm		α=0,5	gt ₀ =1 mm
	b=0,5			b=0,5	

Tabla 6-9 Escenarios de sensibilidad para el parámetro St₀

Caso	Rendimiento hídrico total (m ³)	Observación
S.1	10.024.095.567	
S.2	4.570.523.947	Es uno de los parámetros más sensibles, e independiente de la influencia del resto de parámetros. Sensibilidad= 54%

Tabla 6-10 Rendimiento de los escenarios de sensibilidad para el parámetro St_0

6.6 Sensibilidad del Parámetro de almacenamiento inicial de la zona saturada o acuífero " Gt_0 ".

Gt_0 hace referencia a la cantidad de almacenamiento máxima en zona de Acuífero, el rango de variación por ende no está definido pero el valor será positivo.

ESCENARIOS DE SENSIBILIDAD PARÁMETRO Gt_0					
G. 1	Lluvia: 40 mm/hr	c=0,5	G. 2	Lluvia: 40 mm/hr	c=0,5
	ETP: 0	d=0,5		ETP: 0	d=0,5
	Tasa de Infiltración: 10 mm/hr	$St_0=1$ mm		Tasa de Infiltración: 10 mm/hr	$St_0=1$ mm
	a=0,5	$gt_0=10$ mm		a=0,5	$gt_0=0,5$ mm
	b=0,5			b=0,5	

Tabla 6-11. Escenarios de sensibilidad para el parámetro Gt_0

Caso	Rendimiento hídrico total (m ³)	Observación
G.1	6.924.135.414	
G.2	5.819.818.148	Es un parámetro que al analizarlo de manera independiente no presenta gran sensibilidad, sin dejar de ser importante. Sensibilidad= 16%

Tabla 6-12. Rendimiento de los escenarios de sensibilidad para el parámetro Gt_0

Si se comparan las sensibilidades de St_0 y Gt_0 podemos apreciar que es mucho mayor la de St_0 , esto debido a que el espacio de zona no saturada permite una interacción directa del subsuelo con la generación o no extra de flujo superficial, mientras Gt_0 permite además de un traslado posible de flujo por drenaje a zonas superficiales, un

almacenamiento importante en el acuífero. Las cantidades de almacenamiento y flujo subterráneo y su proporción son definidas en términos generales por el parámetro d . A continuación se puede apreciar la forma en el comportamiento de los diferentes escenarios de sensibilidad para cada uno de los parámetros (Gráfico 6.1 al Gráfico 6.20)

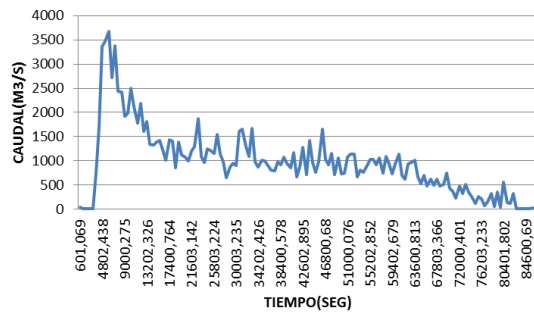


Gráfico 6.1. Parámetro a , caso 1

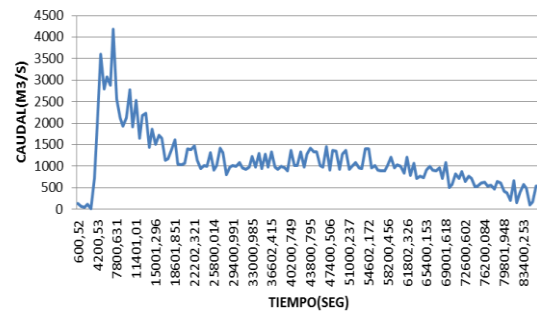


Gráfico 6.2. Parámetro a , caso 2

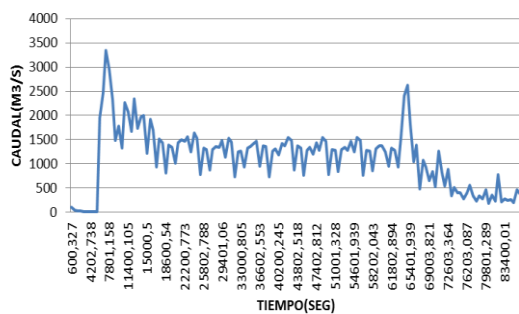


Gráfico 6.3. Parámetro a , caso 3

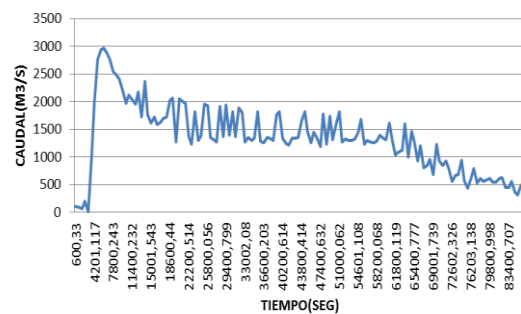


Gráfico 6.4. Parámetro a , caso 4

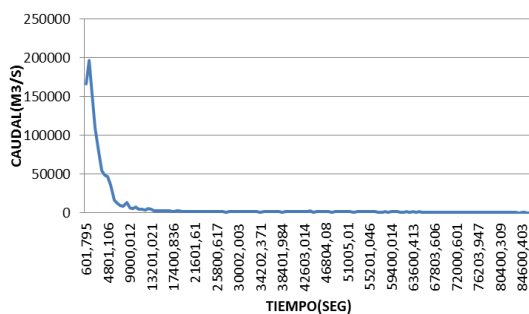


Gráfico 6.5. Parámetro a , caso 5

Los gráficos anteriores muestran una diferencia notable entre los grupos de casos 1 y 2, respecto a 3 y 4 o 5. La diferencia como se mencionó anteriormente radica en los cambios dados a los valores de tasa de infiltración o entrada al modelo de transferencia vertical. Aunque los volúmenes de escorrentía no difieren en grandes

dimensiones, si la forma de los hidrogramas. También puede notarse en el caso 5 la influencia del contenido de humedad inicial en la zona no saturada, que condiciona de manera determinante la restante respuesta hidrológica de la cuenca, generando mucha escorrentía en un inicio y minimizando al máximo el caudal muy pronto.

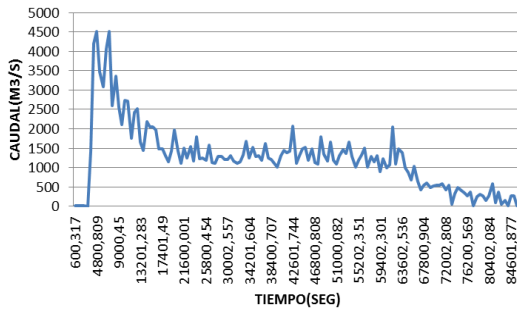


Gráfico 6.6. Parámetro b, caso 1

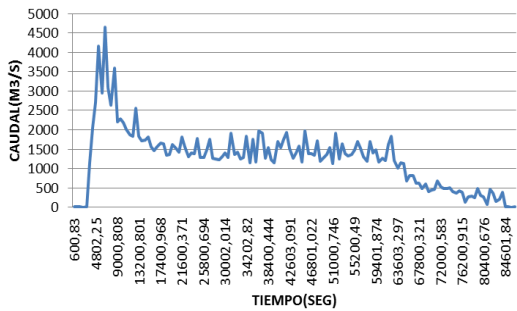


Gráfico 6.8. Parámetro b, caso 3

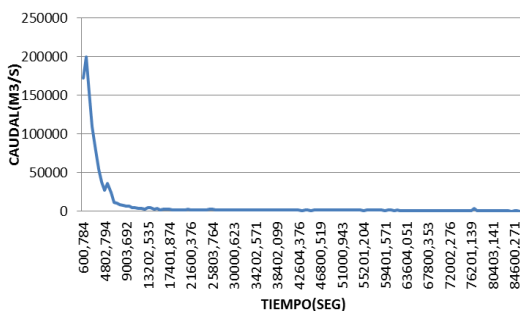


Gráfico 6.10. Parámetro b, caso 5

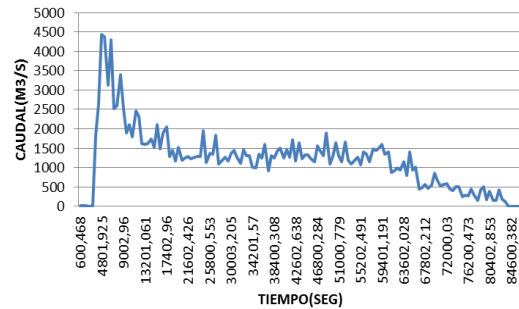


Gráfico 6.7. Parámetro b, caso 2

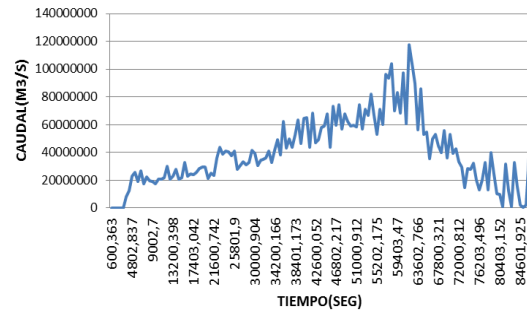


Gráfico 6.9. Parámetro b, caso 4

El comportamiento del parámetro b, está muy ligado a la existencia o no del parámetro de evapotranspiración de la zona estudio. Recordando el significado del parámetro como una "oportunidad de evapotranspiración", la respuesta hídrica de los escenarios de simulación se verán afectados por el parámetro, cuando se dé la presencia del parámetro hidroclimatológico. Como se observa en los gráficos anteriores. Los casos 1 y 3 presentan una forma de hidrograma muy diferente, ya que en el caso 1 se dá la oportunidad de evapotranspiración y es utilizada, y en el caso 3,

se da la oportunidad, pero no es utilizada, es decir, las condiciones físicas de la zona de aportación para lograr pérdidas por evapotranspiración están dadas, pero las condiciones climáticas no lo permiten, y a pesar de que los rendimientos son similares ya que las pérdidas por ETP no son de gran magnitud en simulaciones hidrológicas, si se notan cambios notorios en la forma de los hidrogramas. Sin embargo, en el caso de no tener las condiciones necesarias para generar oportunidad de evapotranspiración (Caso 4) y no tener ETP, la respuesta es muy distinta respecto a los casos 1,2 y 3, ya que no se genera un almacenamiento interno inicial por parte del modelo para recibir un eventual proceso de evapotranspiración.

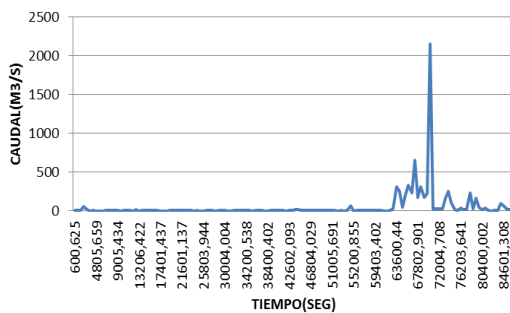


Gráfico 6.11. Parámetro c, caso 1

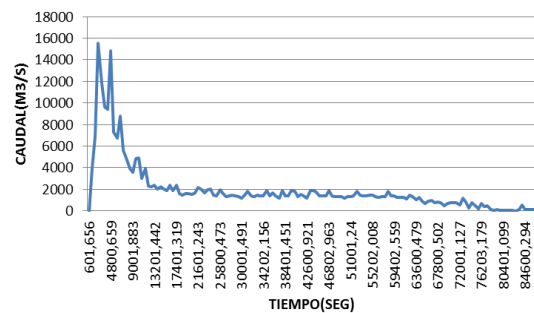


Gráfico 6.12. Parámetro c, caso 2

Si analizamos la diferencia en el Gráfico 6.11 y el Gráfico 6.12 podemos apreciar una contribución importante en el rendimiento hídrico en su fase inicial dentro del modelo en el hidrograma, cuando el parámetro c es bajo (caso C.2, Gráfico 6.12) y un desfase notable de este rendimiento en el hidrograma cuando c es alto (caso C.1, Gráfico 6.11). Lo anterior es fácil de asimilar debido al entendimiento físico del parámetro c, que es quien define o caracteriza el comportamiento del suelo en cuanto a infiltración y recarga. Cuando c es bajo, da lugar a bajos índices de infiltración lo que produce una escorrentía directa inmediata, caso contrario cuando c es alto y favorece la infiltración, dando una mayor espera a la generación de caudal superficial, producido finalmente después de darse todo el proceso de paso del agua por zona no saturada, zona de acuífero, posterior generación de flujo subterráneo y finalmente transporte a zonas superficiales.

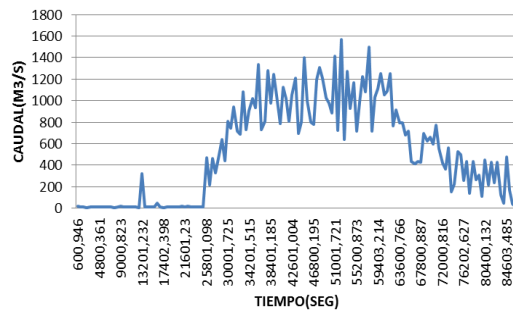


Gráfico 6.13. Parámetro d, caso 1

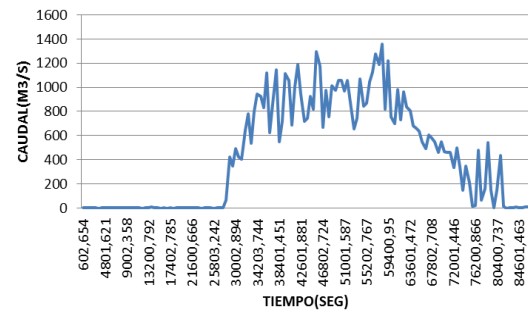


Gráfico 6.14. Parámetro d, caso 2

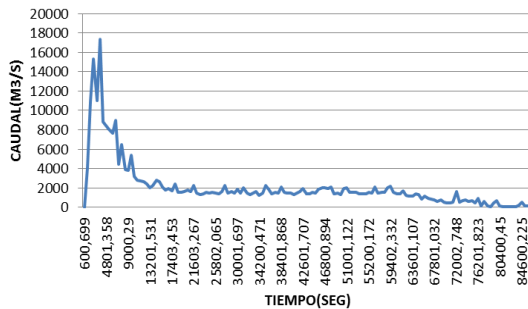


Gráfico 6.15. Parámetro d, caso 3

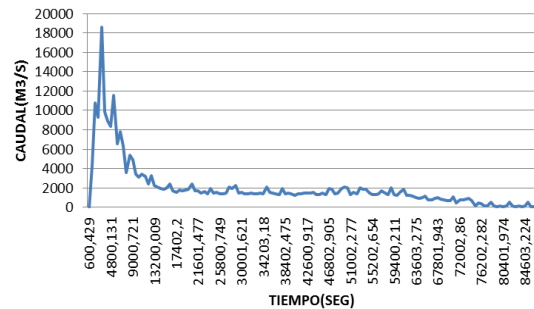


Gráfico 6.16. Parámetro d, caso 4

Los gráficos anteriores referentes a las simulaciones del parámetro “d” muestran una clara diferencia entre los casos 1 y 2 y los casos 3 y 4, debida a la magnitud y dependencia con el parámetro “c”. Independientemente de la magnitud en las variaciones de “d”, es muy determinante la condición de “c” para que sea notorio el cambio en “d”. Lo anterior básicamente se resume en la proporcionalidad existente en la importancia que cobra el parámetro referido a la generación de flujo subterráneo (d), cuando la infiltración es representativa (c), de lo contrario el efecto de la generación de flujo base se ve muy reducido. En los casos 1 y 2 por el alto valor de “c”, implica una infiltración inicial evidente que con un desfase temporal significa una posterior carg de retorno a flujo superficial. En los casos 3 y 4 la poca capacidad de infiltración inicial en la simulación permite una acumulación de flujo inicial que se suavisa posteriormente en el tiempo.

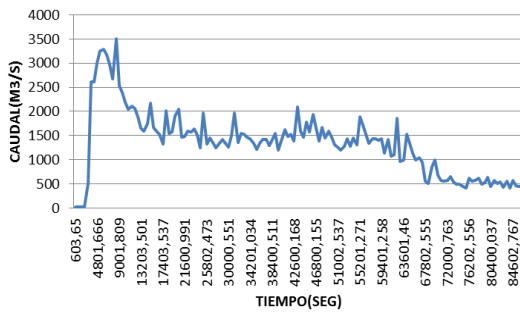


Gráfico 6.17. Parámetro Gt_0 caso 1

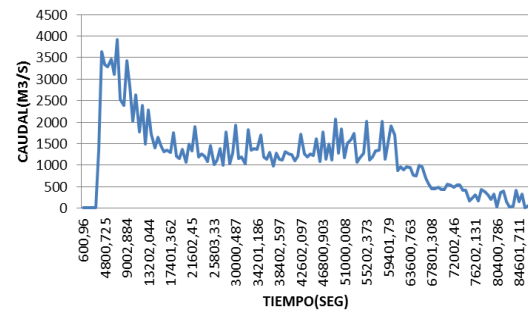


Gráfico 6.18. Parámetro Gt_0 caso 2

El valor de Gt_0 cobra importancia en cuanto a disponibilidad de generación de flujo subterráneo con el parámetro "d". Sin embargo una diferencia notoria en rendimientos hídricos en la cuenca dependerá de "d", más que de Gt_0 .

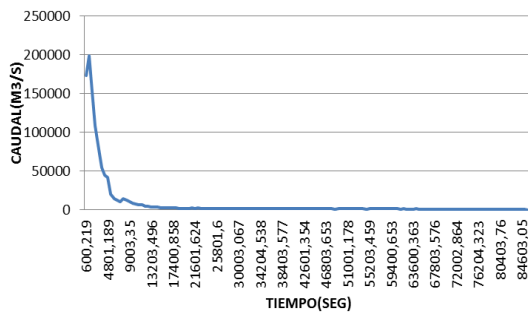


Gráfico 6.19. Parámetro St_0 caso 1

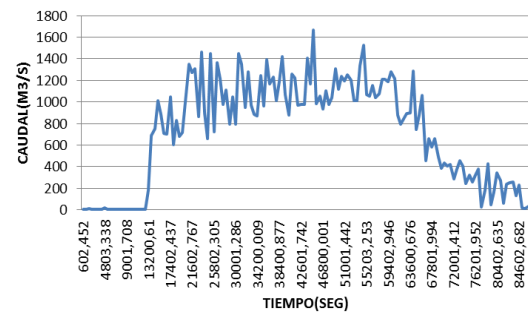


Gráfico 6.20. Parámetro St_0 caso 2

En los casos 1 y 2 de St_0 se puede verificar que la variabilidad de este parámetro condiciona la forma del hidrograma de manera notoria. La cantidad de agua inicial en la zona no saturada, disponible, produce una respuesta inmediata y de gran magnitud en el hidrograma. Cuando el contenido inicial St_0 es bajo, la cuenca debe esperar la respuesta hidrológica una vez se de todo el proceso de acumulaciones de flujo en las zonas de aportación.

El comportamiento en variación Caudal-Tiempo en cada uno de los escenarios anteriores demuestra comportamientos diferenciales marcados dependiendo de la sensibilidad del parámetro, sin embargo también demuestra una sensibilidad del modelo importante en cuanto a la caracterización de los procesos hidrológicos en cada una de las zonas del suelo modeladas por medio de CHM.

7 METODOLOGÍA DE CALIBRACIÓN Y VALIDACIÓN DEL MODELO

La calibración de cualquier modelo hidrológica, y en concreto el implementado en Iber en el trabajo de esta tesis, plantearía una pregunta fundamental que es la adecuación y pertinencia de los parámetros intrínsecos del modelo. En un modelo hidrológico distribuido como el que se presenta en este trabajo los parámetros que afectan en mayor manera los resultados son básicamente:

- Tamaño de malla
- Rugosidad
- Parámetros asociados a los procesos de pérdidas

El primero no es un parámetro a calibrar, en principio cuanto menor mejor, pero se suele utilizar aquel tamaño de compromiso para permitir un tiempo de cálculo razonable con la mejor representación geométrica posible. Las mallas irregulares ayudan en este aspecto, y también es de destacar que en un modelo hidrológico la precisión en los calados y campos de velocidades no es tan importante como el hidrograma obtenido. Sin embargo, Iber al tratarse de un modelo Hidrodinámico principalmente, contempla de manera importante los dos frentes, el hidrológico y el hidráulico, adaptando las características del módulo hidrológico a la base hidráulica presentada en capítulos anteriores.

La rugosidad sí es un parámetro importante, y debería estar sujeto a un proceso de calibración-validación. Por ello en el Capítulo 5 se ha dedicado un apartado a un tratamiento de la rugosidad específico para el tipo de modelos que se propone. En cualquier caso, para validar un modelo en una cuenca concreta, siempre es deseable un proceso de calibración de la misma.

Sin embargo, la calibración de todo modelo hidrológico se hace determinante en cuanto a las pérdidas de precipitación, y entre ellas es fundamental la distribución de caudal superficial y subterráneo generado a través de procesos de infiltración. Por eso en este estudio es importante la calibración del subcomponente de transferencia vertical con la información disponible de la realidad física del suelo de la zona de estudio.

El porqué de la pertinencia o no, determina el grado de dificultad de la calibración del modelo. Si la coherencia de los parámetros con la geomorfología del suelo es mínima, el proceso de calibración del modelo seguramente será tedioso y generará un alto costo computacional para encontrar los rangos adecuados de cada uno de los parámetros del modelo. Por el contrario, si los parámetros iniciales del modelo concuerdan con la física del suelo y subsuelo, los valores simulados de caudal del modelo concordarán de manera muy aproximada a los valores de caudal reales de la zona de estudio. Sin embargo, lograr una coherencia entre los valores iniciales de los parámetros con la realidad física del suelo antes de comenzar la calibración es complicado, más cuando los parámetros del modelo no corresponden con parámetros típicos de una caracterización geotécnica. Por tal motivo se realizó un estudio local con el fin de correlacionar estos dos tipos de parámetros, los del modelo hidrológico en estudio y los típicos de una caracterización geotécnica básica.

Se realizó la caracterización geotécnica básica de materiales de una cuenca, determinando su índice de permeabilidad in situ y en laboratorio, lo que permitió establecer una correlación entre parámetros hidrológicos del modelo de Thomas, establecidos por calibración, y geotécnicos del suelo. El estudio se enfocó en los parámetros del modelo hidrológico que tienen mayor relación con el tipo de suelo y cuya acción no se desarrolla a profundidades considerables, de acuerdo a la metodología y alcance del estudio (a,b principalmente).

Se tomó como caso de estudio la subcuenca de Rio de Piedras, localizada en los municipios de Cómbita, Sotaquirá y Tuta, en la parte central del departamento de Boyacá, la cual hace parte de la cuenca del Chicamocha, en Colombia. Los resultados del estudio se plantean como insumo a los procesos de calibración del modelo hidrodinámico Iber.

Se determina entonces una relación entre parámetros geotécnicos básicos y parámetros del modelo hidrológico de Thomas para el balance hídrico de cuencas hidrográficas rurales, como una aplicación metodológica de calibración aplicable en modelos distribuidos como es el caso de Iber. Se realizó una exploración en 25 puntos de la cuenca de Río de Piedras, obteniendo muestras de suelo, a las cuales se les realizó la caracterización geotécnica mediante ensayos de laboratorio.

Algunos modelos hidrológicos tienen en cuenta las características del suelo de manera directa, lo que puede llegar a hacer muy tediosa la modelación por el número de parámetros que involucran. El modelo de Thomas presenta una caracterización física de la zona de aportación a través de sólo 4 parámetros (a,b,c,d). Lograr una relación entre parámetros medibles geotécnicos y estos 4 parámetros hidrológicos puede ayudar a determinar valores de caudal subsuperficial, subterráneo y superficial de manera más ágil (Caro, C, et al, 2012). Lo anterior se realizó calibrando inicialmente el modelo hidrológico al final de 15 microcuencas que fueron objeto de estudio, comparando el caudal simulado por el modelo con el caudal generado con el método de hidrograma Unitario SCS (Soil Conservation Service), calculado de manera manual, involucrando cálculos de álgebra de mapas con SIG para cada zona de aportación.

Como se ha mencionado, los modelos bidimensionales representan las condiciones del flujo de agua de una forma más cercana a la realidad que los modelos unidimensionales, especialmente cuando además de un estudio hidrológico de determinación de caudales, se realiza un estudio hidráulico de caracterización del flujo (Bladé, et al, 2014). En estos procesos de modelización intervienen fenómenos como la escorrentía, la evapotranspiración, la infiltración y la recarga, todos ellos directamente relacionados con las características del suelo. Para la realización del estudio se definen básicamente dos tipos de parámetros:

- De caracterización geotécnica: Propiedades básicas e índices (límites líquido y plástico, relaciones de fase: relación de vacíos, porosidad, saturación, humedad, peso unitario, gravedad específica). Propiedades hidráulicas (permeabilidad).
- Hidrológicos del modelo Thomas (Parámetros a, b, c, d, S_t y G_t).

La realización del proyecto permitió caracterización geotécnica básica y modelación hidrológica por el método Thomas, realizando una correlación entre las dos familias de parámetros y de esta manera, se asociaron características geotécnicas a parámetros propios del modelo hidrológico, con lo cual se podrían establecer expresiones de correlación entre los dos grupos de parámetros. De esta manera es posible aplicar las expresiones a la modelación de otras cuencas conociendo los parámetros geotécnicos.

7.1 Descripción del trabajo de campo para obtención de parámetros geotécnicos

El trabajo de campo se estructuró en 5 etapas: recopilación de la información, diseño de la exploración, obtención de muestras y ensayos de laboratorio, ponderación de parámetros, y correlación de parámetros geotécnicos e hidrológicos

7.1.1 Recopilación de información

Se realizó una búsqueda de información cartográfica y descriptiva de la zona de estudio y de su entorno regional (Boyacá, Colombia, Río de Piedras), con el fin de obtener la información necesaria para el diseño de la exploración geotécnica. La base fundamental provino del POMCA (Plan de Manejo y Ordenamiento de Cuenca) de la cuenca del río Chicamocha (CORPOBOYACÁ “Corporación Autónoma Regional de Boyacá”) y de los planes de ordenamiento territorial de los municipios de Cóbbita, Sotaquirá y Tuta (Colombia).

La información cartográfica obtenida se consolidó en una base de datos geográfica, en la cual se unificó la georreferenciación de las diferentes capas vectoriales y se generaron otras capas a partir de la información obtenida, cada capa cuenta con atributos o información descriptiva asociada a la información geográfica.

7.1.2 Diseño de la exploración

Con la información contenida en la base de datos se diseñó la exploración geotécnica de tal forma que las muestras de suelo fueran representativas de la

formación geológica, aunque el estudio se enfocó en el nivel superior del perfil estratigráfico, así mismo se tuvo en cuenta el patrón de drenaje con el fin de abarcar las 15 microcuencas que hacen parte de la subcuenca de Río de Piedras.

La exploración consideró 25 puntos (Figura 7.2) con profundidades de hasta 6 m, recuperación de muestras alteradas e inalteradas y pruebas de permeabilidad in situ por el método de las curvas de infiltración.

7.1.3 Obtención de muestras y ensayos de laboratorio

La obtención de las muestras se realizó por el método de exploración directa, mediante apiques con barreno helicoidal y posteadora, se recuperó material alterado para humedad, límites, permeabilidad en laboratorio y gravedad específica; y material inalterado de los tubos Shelby y cuchara partida para diagramas de fase.

En la Tabla 7-1. Resultados de los ensayos de laboratorio se muestran todos los resultados de los ensayos de laboratorio realizados para los 25 puntos de exploración, estos hacen parte de los atributos que tiene cada sitio de exploración representado por un punto.

Para una fácil identificación del punto, se le adjudicó un número y el nombre del propietario o del lugar donde se realizó, y si se realizó o no prueba de permeabilidad en el sitio; en siete de los 25 puntos no fue posible realizar este ensayo debido a la imposibilidad de contar con agua para llenar las perforaciones.

En 23 de 25 puntos explorados, la relación de vacíos (e) obtuvo valores de 0,24 hasta 1,8 la cual se puede considerar relativamente baja y típica de materiales arcillosos o de arenas compactas con finos para los valores más bajos (Juárez, et al, 2005)- Sin embargo, en dos puntos se encontraron valores altos de relación de vacíos por encima de 2,0, y hasta 3,3 con presencia de material orgánico muy compresible. La porosidad (n) arrojó valores entre 20% y 77%, lo que corresponde a valores típicos. Las anteriores relaciones de fase pueden indicar una tendencia a permeabilidades bajas en la mayoría de puntos. La saturación (S) y la humedad (ω), son valores cambiantes en un suelo que dependen de las condiciones ambientales a las que se encuentra expuesto, especialmente la lluvia, para la zona de estudio fueron encontrados valores de S desde 20% hasta 99% con suelos saturados y niveles freáticos muy cercanos a la

superficie, algo similar se encontró para la humedad con valores desde 3% hasta 85%. En el peso específico del suelo (γ) se observaron valores entre 0,94 gr/cm³ y 2,27 gr/cm³ los valores más bajos son típicos de material orgánico y arcillas blandas, en general y teniendo en cuenta los valores de peso específico seco (γ_d) y saturado (γ_{sat}) se observa que corresponden a materiales arcillosos de consistencia blanda a dura.

Punto	Propietario	Realizó	k in situ	Fecha	n (%)	S (%)	ω (%)	Gs
01	CARLOS VARGAS	UPTC-VIAS	SI	01/03/2013	52	29	12	2,65
02	CAMPO ELIAS SALAS	UPTC-CIVIL	SI	02/03/2013	56	95	31	2,90
03	HUGO SALAS (1)	NESTOR	NO	02/03/2013	46	92	21	2,64
04	HUGO SALAS (2)	NESTOR	NO	02/03/2013	20	45	3	2,53
05	CARLOS NEIRA	UPTC-CIVIL	SI	04/03/2013	33	98	9	2,80
06	VICTOR SANDOVAL	UPTC-CIVIL	NO	05/03/2013	44	90	30	2,66
07	SANTOS BARON (1)	UPTC-VIAS	SI	08/03/2013	50	51	19	2,70
08	GLADYS HERNANDEZ	UPTC	SI	09/03/2013	68	36	30	2,60
09	JOSE GERARDINO GONZALEZ	UPTC	SI	09/03/2013	77	43	53	2,66
10	SANTOS BARON (2)	TESISTAS USTA	SI	09/03/2013	57	46	85	2,70
11	JUAN MORA	TESISTAS UPTC	SI	09/03/2013	56	71	31	2,90
12	JOSE AVELINO RIAÑO (1)	TESISTAS USTA	SI	09/03/2013	45	20	25	2,60
13	FLA. HERNANDEZ RIAÑO	TESISTAS USTA	NO	09/03/2013	60	58	32	2,30
14	ECEHOMO RUIZ	UPTC-CIVIL	SI	16/03/2013	45	85	26	2,73
15	JOSE AVELINO RIAÑO (2)	TESISTAS UPTC	NO	16/03/2013	65	99	64	2,90
16	EVILACIO BENITEZ (1)	TESISTAS UPTC	SI	16/03/2013	45	85	26	2,73
17	EL ROSAL	TESISTAS UPTC	SI	16/03/2013	45	85	26	1,80
18	HECTOR OTALORA	TESISTAS UPTC	SI	16/03/2013	57	77	36	2,90
19	SEGUNDO LOPEZ	TESISTAS USTA	SI	17/03/2013	60	70	40	2,60
20	PERFIL ROCA "HOSPITAL"	TESISTAS USTA	NO	17/03/2013	27	49	7	2,61
21	EVILACIO BENITEZ 2	TESISTAS USTA	SI	17/03/2013	64	89	73	2,40
22	JULIO HIGUERA	TESISTAS USTA	SI	17/03/2013	33	97	19	2,57
23	HOGAR BUENA VISTA	TESISTAS USTA	NO	17/03/2013	46	86	43	2,60
24	HOGAR (ESCUELA EL CEDRO)	TESISTAS USTA	SI	17/03/2013	54	48	22	2,57
25	FORMACION RUSIA	NESTOR	SI	23/03/2013	41	92	25	2,60

Tabla 7-1. Resultados de los ensayos de laboratorio.

Punto	e	y seco (gr/cm3)	y (gr/cm3)	y sat (gr/cm3)	LI (%)	Lp (%)	Ip (%)	Ic	II	k insitu (m/s)	k lab (m/s)
01	1,09	1,27	1,42	1,79	47	28	19	1,84	-0,84	2,5E-02	8,5E-04
02	1,29	1,29	1,82	1,85	44	31	13	1,00	0,00	2,4E-02	8,0E-04
03	0,87	1,41	1,84	1,88	38	28	10	1,65	-0,65	-	4,9E-06
04	0,14	2,21	2,27	2,34	-	-	-	-	-	-	3,5E-06
05	0,50	1,80	2,10	2,10	45	22	23	1,57	-0,57	1,1E-01	1,4E-03
06	0,80	1,47	1,80	1,90	33	24	9	0,33	0,67	-	1,7E-08
07	0,99	1,36	1,61	1,86	53	48	5	6,80	-5,80	2,0E-05	2,2E-05
08	2,17	0,82	1,06	1,50	24	11	13	-0,46	1,46	3,5E-04	2,7E-04
09	3,31	0,62	0,94	1,39	86	64	22	1,50	-0,50	3,0E-04	2,0E-04
10	1,31	1,17	1,43	1,74	51	34	17	-2,00	3,00	1,0E-05	2,0E-06
11	1,26	1,28	1,68	1,84	49	34	15	1,20	-0,20	6,0E-05	3,0E-05
12	0,83	1,42	1,51	1,87	26	20	6	0,17	0,83	3,0E-04	2,0E-04
13	1,50	0,92	1,27	1,52	42	34	8	1,25	-0,25	-	9,5E-06
14	0,83	1,48	1,85	1,93	55	34	21	1,38	-0,38	2,0E-05	2,2E-05
15	1,87	1,01	1,65	1,66	73	50	23	0,39	0,61	-	1,6E-06
16	0,83	1,48	1,86	1,92	30	26	4	1,00	0,00	1,0E-05	2,0E-06
17	0,83	1,48	1,86	1,93	54	34	20	1,40	-0,40	2,0E-05	2,3E-05
18	1,35	1,24	1,68	1,81	48	37	11	1,09	-0,09	6,0E-05	3,1E-05
19	1,47	1,05	1,47	1,65	49	39	10	0,90	0,10	2,5E-02	8,7E-04
20	0,37	1,90	2,04	2,17	25	19	6	3,02	-2,02	-	7,6E-07
21	1,76	0,76	2,00	2,30	69	60	9	-0,44	1,44	7,3E-05	4,0E-05
22	0,50	1,71	2,04	2,05	33	25	8	1,75	-0,75	6,7E-03	6,0E-04
23	0,84	1,41	1,80	1,87	45	41	4	0,50	0,50	-	7,7E-07
24	1,19	1,17	1,43	1,72	42	23	19	1,05	-0,05	2,4E-03	4,0E-04
25	0,70	1,51	1,89	1,92	60	49	11	3,18	-2,18	6,0E-06	1,0E-06

Tabla 7-2. (Continuación). Resultados de los ensayos de laboratorio.

En cuanto a los resultados de plasticidad, el límite líquido (LI), establecido por el ensayo de la cazuela de Casagrande, varió desde 24% hasta 86%, para la mayoría de los suelos es menor al 100%, sin embargo se pueden encontrar valores mucho más altos. El índice plasticidad (Ip) está entre 4% y 23%, se puede considerar bajo, con pocos problemas asociados a su uso (Juárez, J, et al 2005). El índice de consistencia (Ic) y el índice de liquidez (II), fueron calculados para la humedad natural del terreno, se observa que para el primero, la gran mayoría de valores se encuentran por encima de uno, con lo que se espera un comportamiento no plástico del suelo, algo similar ocurre para el índice de liquidez donde predominan los valores negativos lo que indica un rango de humedades del suelo que señalan un comportamiento como semisólido, sin embargo en ambos índices se apreciaron algunos valores que indicarían un comportamiento plástico e incluso como un fluido viscoso del suelo, donde las altas humedades causan esta consistencia del suelo, lo cual se apreció durante la exploración.

Para la gravedad específica, se obtuvo valores desde 1,8 hasta 2,9 lo que indica la presencia de suelos orgánicos ($G_s < 2$) y de arenas y limos arcillosos ($2,67 < G_s < 2,90$).

La permeabilidad del suelo in situ (k in situ), se estableció por el método de la curva de infiltración (AIASSA, G, et al, 2008), realizando pozos cuadrados de 40 cm de lado por

40 cm de profundidad aproximadamente (Figura 7.1. Permeabilidad in situ.), los cuales se llenaron con agua hasta observar que el descenso en el nivel fuera constante, es decir hasta cuando se considerara que la zona se había saturado para luego tomar un nivel de referencia y registrar los niveles de descenso de la lámina de agua y los tiempos para cada uno, al graficar la distancia que desciende el agua contra el tiempo que tarda, se puede establecer la permeabilidad del suelo como la pendiente de la parte asintótica de la gráfica.



Figura 7.1. Permeabilidad in situ.

La permeabilidad en laboratorio (k_{lab}), se realizó mediante el ensayo de cabeza variable para la mayoría de muestras (material fino) y en algunos puntos se estableció a través del ensayo de cabeza constante (material granular). De acuerdo a los resultados obtenidos se puede observar que la permeabilidad in situ es notablemente mayor a la permeabilidad en laboratorio, lo cual se puede explicar teniendo en cuenta que en el terreno existe la presencia de grietas y fisuras que favorecen el flujo del agua a través del suelo, así mismo se observó la dificultad de representar las condiciones reales del suelo en el ensayo de permeabilidad en laboratorio, sin embargo en todos los ensayos se procuró generar una compactación de las muestras de suelo que lograra un peso específico muy cercano al del terreno. Los valores de k in situ variaron entre 6×10^{-6} m/s y 0,11 m/s y los de k_{lab} entre 1×10^{-6} m/s y $1,4 \times 10^{-3}$ m/s.

7.1.4 Ponderación de parámetros

Como se ha mencionado, los parámetros geotécnicos se analizaron espacialmente dividiendo la cuenca de estudio en 15 microcuencas en las cuales se calculó el caudal de escorrentía con método de número de curva) Los parámetros geotécnicos obtenidos de la subcuenca de Rio de Piedras, se tomaron de acuerdo a las 15 microcuencas en que se divide (Figura 7.2). Se determinó un valor ponderado de cada

parámetro geotécnico, para cada microcuenca a partir de los datos puntuales obtenidos en los 25 sitios explorados a los cuales se les realizó ensayos.

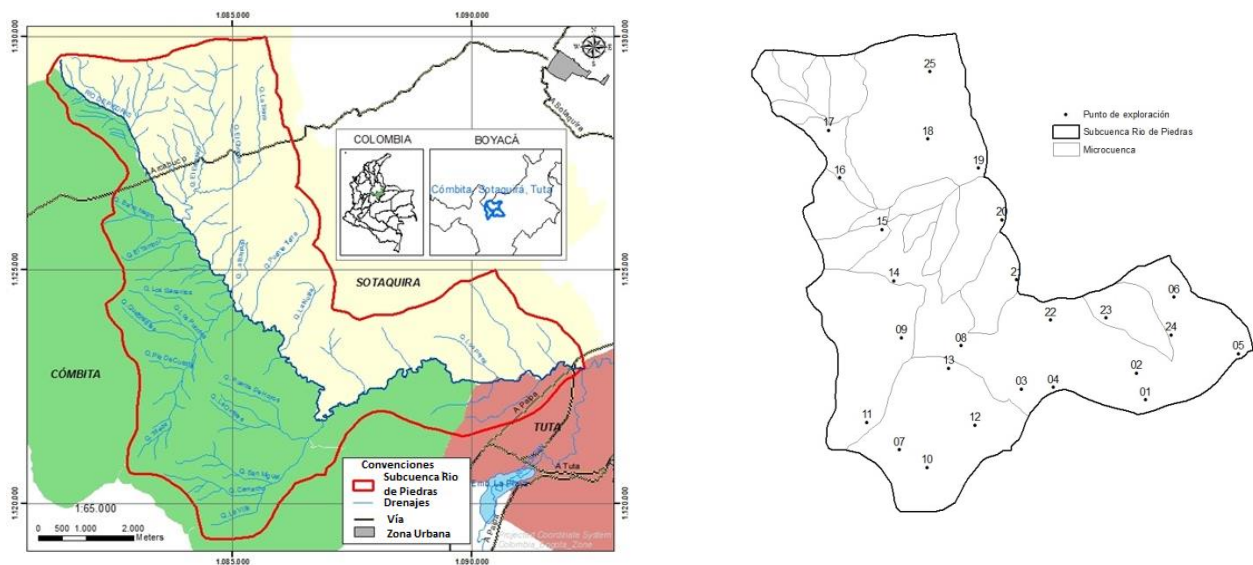


Figura 7.2. Microcuenas y puntos de exploración.

Para generar un valor representativo de los parámetros geotécnicos (e , n , s , w , G_s , γ , límites, índices y permeabilidad), para cada microcuenca, en función de los datos de laboratorio, se realizó un análisis espacial, generando líneas de isovalores geotécnicos a partir de las cuales se crearon polígonos con valores que representan la distribución espacial del fenómeno geotécnico. A partir de éstos se estableció un valor ponderado dentro de cada microcuenca.

La estimación de los parámetros hidrológicos del modelo de Thomas (a , b , c , d ,) se realizó a partir de los datos de entrada al modelo: precipitación y evapotranspiración. En cuanto a Precipitación se utilizó la información de las tres estaciones del IDEAM (Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales de Colombia): San Antonio, Chuqueque y Sotaquirá (Figura 7.3. Estaciones de precipitación.). Se emplearon los valores medios mensuales de precipitación. La intersección de la capa de las 15 microcuenas con los polígonos de Thiessen, determinó el área de influencia de cada una de las 3 estaciones en las microcuenas, con lo cual se estableció la precipitación de manera ponderada o areal.

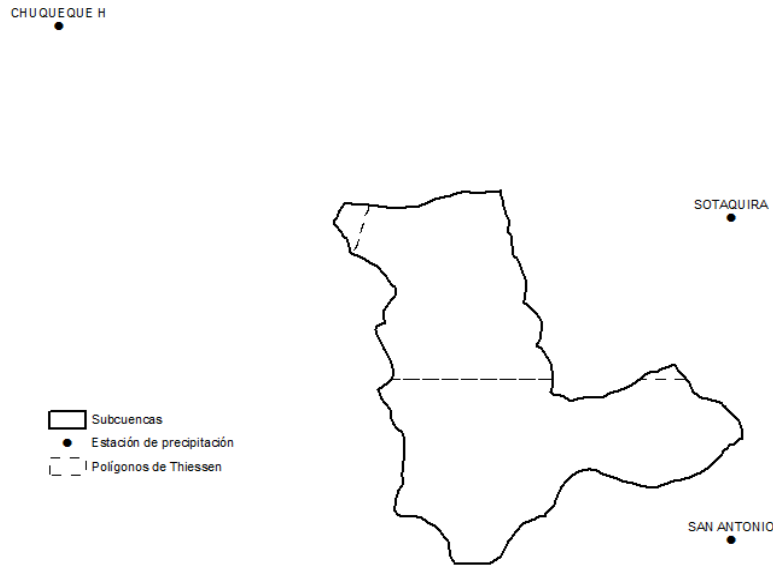


Figura 7.3. Estaciones de precipitación.

Los valores medios de precipitación para cada estación y un ejemplo del cálculo ponderado de precipitación para la microcuenca de la Quebrada La Nutria, con influencia de las estaciones San Antonio y Sotaquirá, aparece en la Tabla 7-3. Precipitación ponderada microcuenca La Nutria..

ESTACIÓN	VALORES MEDIOS DE PRECIPITACIÓN (m.m.)											
	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
San Antonio	26,60	43,20	79,70	112,70	111,30	62,00	56,20	48,40	68,90	117,70	97,00	56,70
Chuqueque	119,77	131,14	268,02	313,78	278,85	190,53	155,23	161,08	190,95	311,90	262,28	164,90
Sotaquirá	35,36	45,53	89,62	104,91	99,63	69,10	59,31	58,14	71,48	115,73	89,18	55,53
PRECIPIT.	29,5	44,0	83,0	110,1	107,4	64,4	57,2	51,6	69,8	117,0	94,4	56,3

AREAS THIESSEN		
SAN ANTONIO	1,14	Km2
CHUQUEQUE	0,00	Km2
SOTAQUIRA	0,57	Km2
AREA TOTAL	1,71	Km2

Tabla 7-3. Precipitación ponderada microcuenca La Nutria.

Los caudales de escorrentía superficial para calibración en puntos no instrumentados se calcularon mediante el método del número de curva (NC), elaborado por U.S. Soil Conservation Service y se basa en la estimación directa de la escorrentía superficial de una lluvia a partir de las características del suelo, uso del mismo, su cubierta vegetal y la precipitación (Robredo, J, et al, 2000).

Teniendo en cuenta que la base de datos geográfica cuenta con la información correspondiente al uso del suelo y a la geología del sitio, estas dos capas se intersectan en el SIG con el fin de obtener polígonos que contengan los atributos de

uso del suelo, estado hidrológico de infiltración y descripción de los materiales presentes. En la Figura 7.4. Algebra de mapas empleado para cálculo de Caudal por SCS. uso-geología. se muestra un ejemplo, en donde se identifican los atributos de un polígono de la capa producto de la intersección entre el uso y la geología, la cual contiene los datos mencionados. Con estos tres datos se asigna el NC y a partir de éste se calcula en el SIG el valor de S que representa la máxima infiltración en milímetros de columna de agua, por medio de la expresión (7.1).

$$S = 25,4 \left(\frac{1000}{N_c} - 10 \right) \quad (7.1)$$

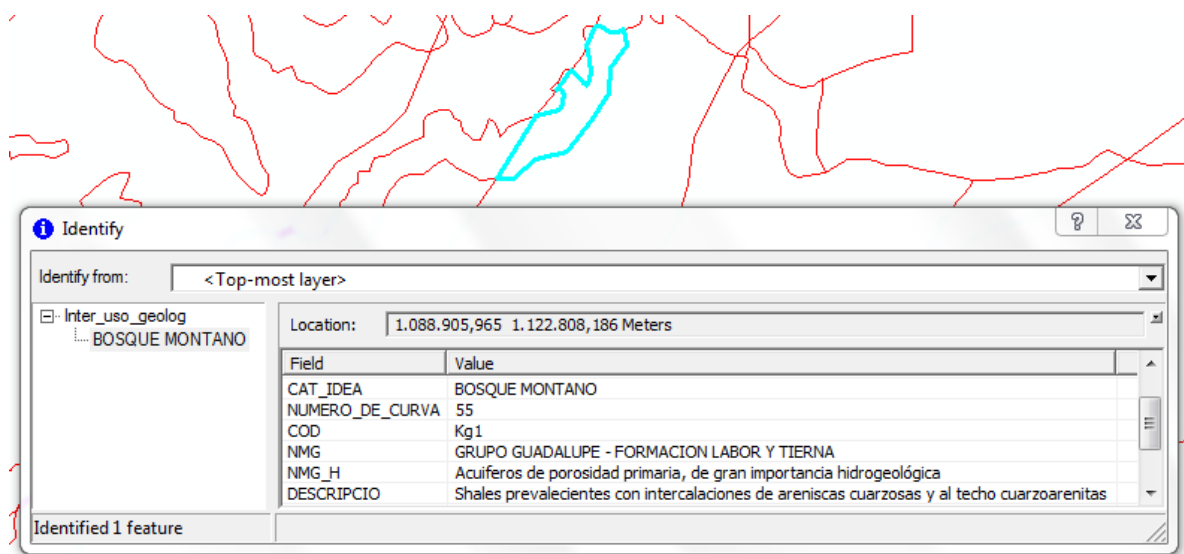


Figura 7.4. Algebra de mapas empleado para cálculo de Caudal por SCS. uso-geología.

Con base al valor de S se calcula el caudal de escorrentía superficial Q_e en milímetros de columna de agua, a partir de la ecuación (7.2)

$$Q_e = \frac{(P - 0,2 S)^2}{P + 0,8 S} \quad (7.2)$$

En la anterior expresión, P corresponde al valor de precipitación bruta, para la cual se analizó la información de tres estaciones cercanas a la zona de estudio.

Se genera una unión de atributos en ARC GIS a través de algebra de mapas (Superponiendo mapas) en cuanto a uso de la tierra y geología, (geología, NC y S),

interceptando estas características con los polígonos de Thiessen de información climatológica, a través de la operación *merge* de ArcMap.

Los datos de precipitación para cada una de las estaciones se tabularon en una hoja de cálculo y se incluyeron como atributos de la información cartográfica a través de la operación *join*, el cual relaciona la información vectorial (gráfica) con información descriptiva (precipitación mensual en la hoja de cálculo), en función de un atributo en común que contengan tanto la tabla de atributos de la capa gráfica, como la hoja de cálculo, para este caso este atributo es el nombre de la estación (Figura 7.5. Inclusión de los datos de precipitación en la base cartográfica.).

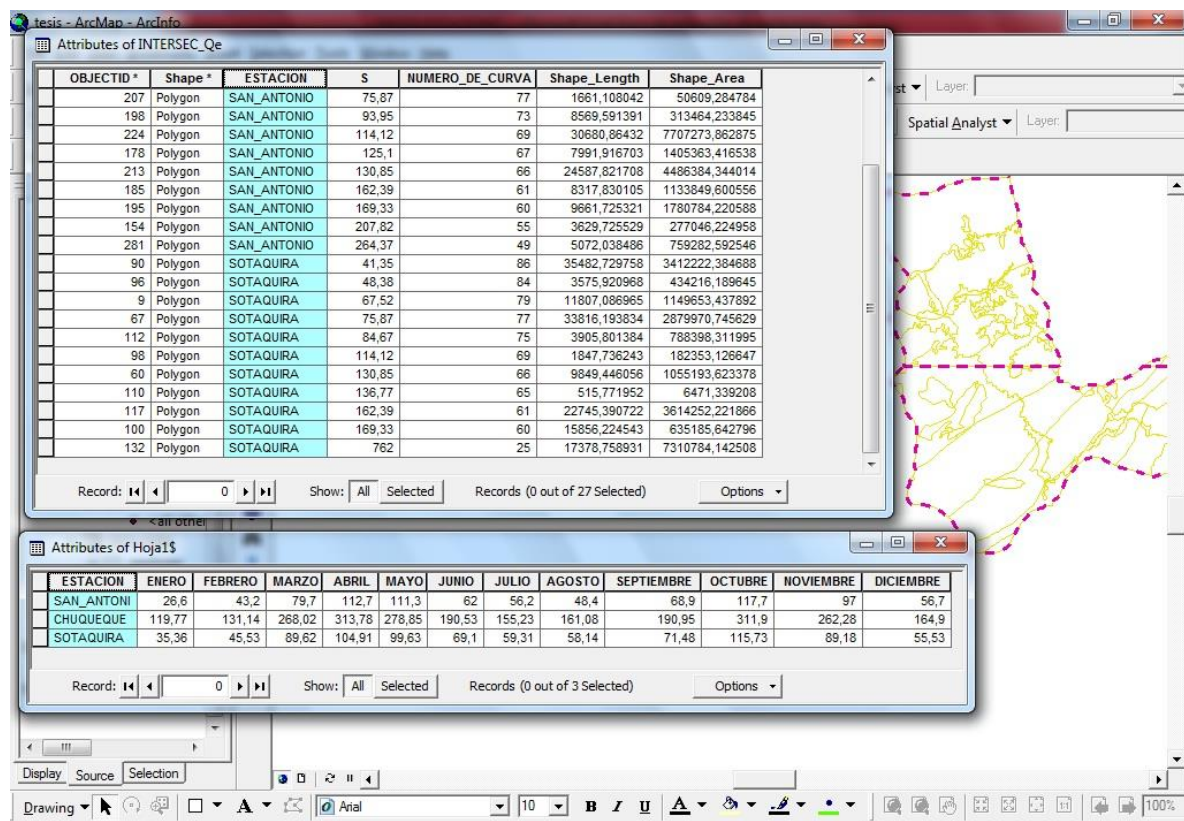


Figura 7.5. Inclusión de los datos de precipitación en la base cartográfica.

Una vez generada la capa vectorial con polígonos que contienen como atributos la precipitación mensual y el valor de *S*, ésta se intersecta con los polígonos de las quince microcuencas, con lo cual se obtiene una capa que representa los valores de precipitación y *S* dentro de cada microcuenca. Se calcula el valor de *Q_e* a partir de la expresión (7.2) y finalmente se realiza un *summarize*, el cual calcula el valor total de caudal mensual en milímetros de columna de agua, para cada microcuenca sumando los valores parciales de cada mes.

La tabla de atributos obtenida se exportó a un formato dbf (data base file), que puede ser editado como una hoja de cálculo en la cual se estableció el caudal mensual en m³/s para cada microcuenca de la zona de estudio. En la Tabla 7-4. Caudales de escorrentía. y la Tabla 7-5 se resumen los valores de los caudales de escorrentía calculados por el método del número de curva (Nc).

CAUDAL TOTAL EN CADA MICROCUENCA (m3/seg)							
COD_MICROC	First_nom_	Sum_Qe _ENE	Sum_Qe _FEB	Sum_Qe _MAR	Sum_Qe _ABR	Sum_Qe _MAY	Sum_Qe _JUN
2403002000	Rio de Piedras A.D	0,02	0,05	0,16	0,29	0,28	0,10
2403002001	RUSIA	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
2403002002	VIRGEN	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
2403002003	RUSIA_2	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
2403002004	Q. Barronegro	0,00	0,00	0,02	0,03	0,02	0,01
2403002005	Q. La fieria	0,04	0,03	0,05	0,06	0,06	0,04
2403002006	CORTADERA_G1	0,00	0,00	0,01	0,02	0,02	0,01
2403002007	Q. El Tambor	0,00	0,00	0,01	0,02	0,02	0,01
2403002008	CORTADERA_G2	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00
2403002009	Q. La Barada	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01
2403002010	Q. Toleda	0,00	0,02	0,07	0,13	0,12	0,04
2403002011	Q. Puente Tierra	0,01	0,01	0,04	0,05	0,04	0,02
2403002012	Q. La Nutria	0,00	0,00	0,02	0,03	0,03	0,01
2403002013	Q. La Villa	0,00	0,02	0,08	0,15	0,14	0,04
2403002014	Zo. Los Perez	0,00	0,01	0,02	0,03	0,03	0,01
TOTALES		0,10	0,16	0,49	0,81	0,78	0,31

Tabla 7-4. Caudales de escorrentía.

CAUDAL TOTAL EN CADA MICROCUENCA (m3/seg)							
COD_MICROC	First_nom_	Sum_Qe _JUL	Sum_Qe _AGO	Sum_Qe _SEP	Sum_Qe _OCT	Sum_Qe _NOV	Sum_Qe _DIC
2403002000	Rio de Piedras A.D	0,08	0,06	0,12	0,31	0,22	0,08
2403002001	RUSIA	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
2403002002	VIRGEN	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
2403002003	RUSIA_2	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01
2403002004	Q. Barronegro	0,01	0,01	0,01	0,03	0,02	0,01
2403002005	Q. La fieria	0,03	0,03	0,04	0,07	0,05	0,03
2403002006	CORTADERA_G1	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01
2403002007	Q. El Tambor	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01
2403002008	CORTADERA_G2	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00
2403002009	Q. La Barada	0,00	0,00	0,01	0,02	0,01	0,00
2403002010	Q. Toleda	0,03	0,02	0,05	0,14	0,10	0,03
2403002011	Q. Puente Tierra	0,02	0,02	0,02	0,05	0,04	0,02
2403002012	Q. La Nutria	0,01	0,01	0,01	0,03	0,02	0,01
2403002013	Q. La Villa	0,04	0,02	0,06	0,16	0,11	0,04
2403002014	Zo. Los Perez	0,01	0,01	0,01	0,04	0,03	0,01
TOTALES		0,25	0,21	0,36	0,89	0,62	0,25

Tabla 7-5. Caudales de escorrentía.

El método del número de curva se utilizó debido a que en el interior de la subcuenca Rio de Piedras, no existen datos de caudal. Se observa que los mayores caudales

corresponden al mes de octubre con cerca de 0,9 m³/s, comparable con datos del EOT en los cuales se señala un caudal para la cuenca de 1,2 m³/s.

La evapotranspiración se calculó a partir de los valores totales máximos de temperatura de la estación de la UPTC (Tunja). Se empleó el método de Thomtwaite, el cual determina la evapotranspiración potencial con los datos de temperatura (Tabla 7-6. Método Thomtwaite para el cálculo de la evapotranspiración.).

CÁLCULO EVAPOTRANSPIRACIÓN METODO THOMTWAITE												
	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
TEMP. MAX.	14,30	15,00	15,10	15,30	14,40	13,40	13,10	13,10	13,20	13,90	14,20	14,30
lj	4,91	5,28	5,33	5,44	4,96	4,45	4,30	4,30	4,35	4,70	4,86	4,91
l	57,77											
a	1,40											
Eto	5,68	6,07	6,13	6,24	5,74	5,19	5,03	5,03	5,08	5,46	5,63	5,68

Tabla 7-6. Método Thomtwaite para el cálculo de la evapotranspiración.

Para los Caudales simulados en cada microcuenca se asignaron valores de los parámetros del modelo hidrológico de Thomas junto con los datos de precipitación y evapotranspiración (tabla 8.5); a partir de los cuales se calculan los caudales simulados (

Tabla 7-7. Datos de entrada modelo Thomas.).

DATOS DE ENTRADA				
Mes	pt(mm)	ETP (mm)	PARAMETROS THOMAS	
Enero	35,4	5,68	a	0,9
Febrero	45,5	6,07	b (mm)	120
Marzo	89,6	6,13	c	0,5
Abril	104,9	6,24	d	0,01
Mayo	99,6	5,74	St-1 (mm)	80
Junio	69,1	5,19	Gt-1 (mm)	10
Julio	59,3	5,03	AREA	0,76
Agosto	58,1	5,03		
Septiembre	71,5	5,08		
Octubre	115,7	5,46		
Noviembre	89,2	5,63		
Diciembre	55,5	5,68		

Tabla 7-7. Datos de entrada modelo Thomas.

	AGUA DISPONIBLE	POSIBILIDAD ETP	ALMACEN. Z. SATURADA	ESCORRENTIA DIRECTA	ALMACEN. Z. NO SATURADA	CAUDAL Z. SATURADA	CAUDAL SIMULADO	
Mes	Wt (mm/mes)	Yt (mm/mes)	Gt (mm/mes)	Ro (mm/mes)	St (mm/mes)	Hst (mm/mes)	Q (mm/mes)	Q (m3/seg)
1	115,36	89,33	22,78	13,01	85,20	0,23	13,24	0,0038
2	130,73	94,88	40,31	17,92	90,20	0,40	18,33	0,0052
3	179,82	105,18	76,86	37,32	99,94	0,77	38,09	0,0108
4	204,85	107,97	124,06	48,44	102,49	1,24	49,68	0,0141
5	202,12	107,71	169,57	47,21	102,68	1,70	48,90	0,0139
6	171,79	104,03	201,43	33,88	99,63	2,01	35,89	0,0102
7	158,94	101,84	227,71	28,55	97,66	2,28	30,83	0,0087
8	155,81	101,23	252,47	27,29	97,07	2,52	29,81	0,0084
9	168,56	103,52	282,17	32,52	99,23	2,82	35,34	0,0100
10	214,96	108,84	331,91	53,06	104,00	3,32	56,38	0,0160
11	193,18	106,80	371,39	43,19	101,91	3,71	46,90	0,0133
12	157,43	101,55	395,38	27,94	96,85	3,95	31,90	0,0090

Tabla 7-8. Cálculo de caudales simulados.

Para cada cuenca, se graficaron los caudales de escorrentía (métodos SCS) y los simulados (Thomas), obteniendo una buena semejanza, que se evaluó mediante el coeficiente de determinación R^2 , que para el caso específico de la microcuenca – cortadera Grande1 fue de 0.92. De igual manera se lograron correlaciones importantes en el resto de las 15 microcuencas. El fin de lograr buenas calibraciones obedeció a la necesidad de encontrar los parámetros del modelo de Thomas, óptimos, de tal manera que los pudiéramos comparar posteriormente con los parámetros geotécnicos medidos.

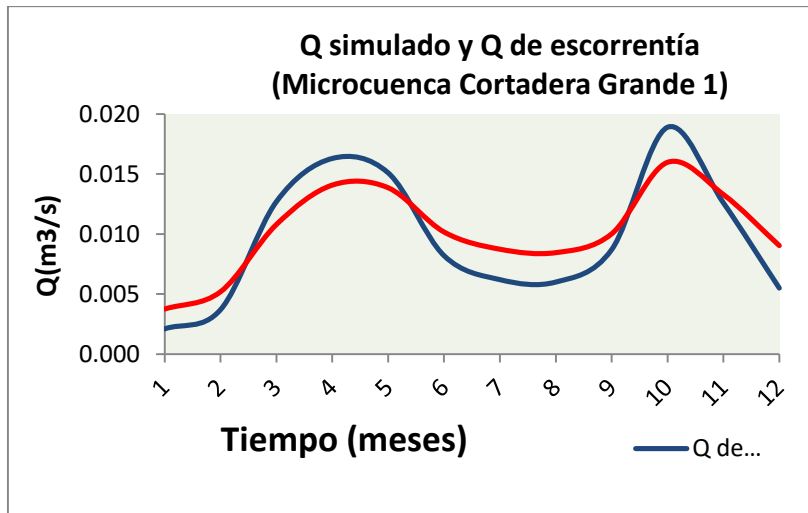


Figura 7.6. Hidrograma de calibración para una de las microcuencas.

Una vez se realizada la calibración, se obtuvieron los parámetros de Thomas para la microcuenca, el proceso se realizó de la misma forma en todas las 15 microcuencas (Tabla 7-9. Parámetros geotécnicos e hidrológicos de las 15 microcuencas analizadas) para de esta manera, poder comenzar a relacionar parámetros hidrológicos con parámetros geotécnicos.

7.1.5 Correlación de parámetros geotécnicos e hidrológicos.

Una vez establecidos los parámetros geotécnicos e hidrológicos, se procede a organizarlos en una hoja de cálculo donde se incluyen los resultados obtenidos las 15 microcuencas que conforman la cuenca de Río de Piedras (Tabla 7-10. Correlación de Caudales de corriente (Modelo SCS) vs Caudales Simulados (Thomas)).

No son tenidos en cuenta los resultados de los parámetros hidrológicos de las microcuencas Río de Piedras, Rusia, Rusia_2 y Virgen, ya que no mostraron una calibración donde se observara un comportamiento similar entre los caudales de escorrentía generados con SCS y los caudales simulados por Thomas, por lo que no se puede establecer correlación con los parámetros geotécnicos, estas microcuencas tienen en común un numero de curva bajo, con alta infiltración y poca probabilidad de generar caudales de escorrentía.

Los resultados obtenidos para los parámetros hidrológicos se grafican en función de los geotécnicos para establecer su correlación. De acuerdo con el modelo, los contenidos de agua en la zona no saturada (S_t) y el de la zona saturada (G_t) se

establecen para cada mes, por lo que en las gráficas de correlación se grafican los correspondientes al mes tres en el cual se realizó la exploración geotécnica. Se aprecia que el parámetro b de Thomas presenta una de las mayores correlaciones con respecto a la relación de vacíos y a la porosidad del suelo. En el Gráfico 7.1. (a y b). Correlaciones de parámetros de Thomas con parámetros geotécnicos se observa la relación entre los parámetros y la expresión de correlación.

		M I C R O C U E N C A							
		Cortadera_ G1	Cortadera_ G2	Q. Barroneg.	Q. El Tambor	Q. La Barada	Q. La fiera	Q. La Nutria	Q. La Villa
PARÁMETROS GEOTÉCNICOS	e	1,08	1,17	1,01	1,22	1,00	1,00	1,32	1,07
	n	0,60	0,60	0,56	0,60	0,59	0,55	0,58	0,56
	S	0,79	0,84	0,90	0,88	0,70	0,83	0,69	0,45
	w	0,40	0,47	0,34	0,51	0,30	0,31	0,46	0,37
	Gs	2,73	2,76	2,66	2,76	2,70	2,58	2,50	2,65
	Yd	1,17	1,14	1,31	1,12	1,22	1,34	1,06	1,26
	Y	1,60	1,61	1,78	1,60	1,69	1,74	1,79	1,47
	Ysat	1,80	1,76	1,86	1,70	1,90	1,87	2,04	1,75
	LI	0,55	0,60	0,45	0,63	0,51	0,51	0,50	0,43
	Lp	0,42	0,43	0,35	0,43	0,40	0,41	0,42	0,35
	lp	0,13	0,17	0,10	0,20	0,11	0,10	0,08	0,08
	lc	1,09	0,77	1,07	0,58	1,91	2,00	0,50	0,75
	II	-0,09	0,23	-0,07	0,42	-0,91	-1,00	0,50	0,25
	k_lab	2,70E-04	2,00E-04	1,00E-04	1,20E-04	2,60E-04	1,80E-04	1,90E-04	1,50E-04
PARÁMETROS HIDROLÓGICOS	k_insitu	1,13E-02	1,00E-02	1,00E-02	1,00E-02	1,10E-02	1,10E-02	1,00E-02	1,00E-02
	a	0,9	0,99	0,99	0,99	0,87	0,99	0,99	0,99
	b	120	120	110	110	110	120	110	100
	c	0,5	0,55	0,58	0,58	0,55	0,9	0,65	0,6
	d	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
	St	112,39	141,39	102,68	102,66	70,80	170,26	102,49	92,76
	Gt	69,65	76,15	79,10	197,12	248,20	430,61	66,65	199,61

		M I C R O C U E N C A							
		Q. Puente Tierra	Q. Toleda	Rio de Piedras	Rusia	Rusia_2	Virgen	Zo. Los Perez	
PARÁMETROS GEOTÉCNICOS	e	0,93	1,81	0,93	1,00	1,00	1,00	0,63	
	n	0,47	0,63	0,47	0,50	0,50	0,50	0,42	
	S	0,61	0,60	0,72	0,90	0,90	0,90	0,75	
	w	0,26	0,37	0,25	0,30	0,30	0,30	0,32	
	Gs	2,66	2,73	2,55	2,17	2,12	2,02	2,60	
	Yd	1,36	1,07	1,38	1,40	1,40	1,40	1,40	
	Y	1,78	1,43	1,72	1,80	1,80	1,80	1,71	
	Ysat	1,98	1,67	1,88	1,90	1,90	1,90	1,84	
	LI	0,42	0,61	0,43	0,55	0,55	0,55	0,40	
	Lp	0,33	0,45	0,30	0,40	0,38	0,33	0,33	
	lp	0,09	0,16	0,13	0,15	0,17	0,22	0,07	
	lc	1,80	1,47	1,38	1,67	1,47	1,13	1,09	
	II	-0,80	-0,47	-0,38	-0,67	-0,47	-0,13	-0,09	
	k_lab	3,70E-04	1,60E-04	4,50E-04	1,00E-04	1,00E-04	1,00E-04	5,10E-04	
	k_insitu	1,33E-02	1,00E-02	1,90E-02	1,00E-02	1,00E-02	1,00E-02	1,00E-02	
PARÁMETROS HIDROLÓGICOS	a	0,88	0,99					0,85	
	b	140,00	100,00					150,00	
	c	0,50	0,55					0,60	
	d	0,01	0,02					0,02	
	St	83,17	92,65					92,76	
	Gt	160,15	95,82					100,48	

Tabla 7-9. Parámetros geotécnicos e hidrológicos de las 15 microcuencas analizadas

ESTACION CON CORRELACIÓN IMPORTANTE	R ²
CORTADERA G1	0,92
CORTADERA G2	0,97
Q. BARRONEGRO	0,89
Q EL TAMBOR	0,87
Q. LABARADA	0,78
Q. LANUTRIA	0,85
Q. LAVILLA	0,88
Q.PUENTETIERRA	0,83
Q. TOLEDA	0,84
ZOLOSEPEREZ	0,74

Tabla 7-10. Correlación de Caudales de corriente (Modelo SCS) vs Caudales Simulados (Thomas)

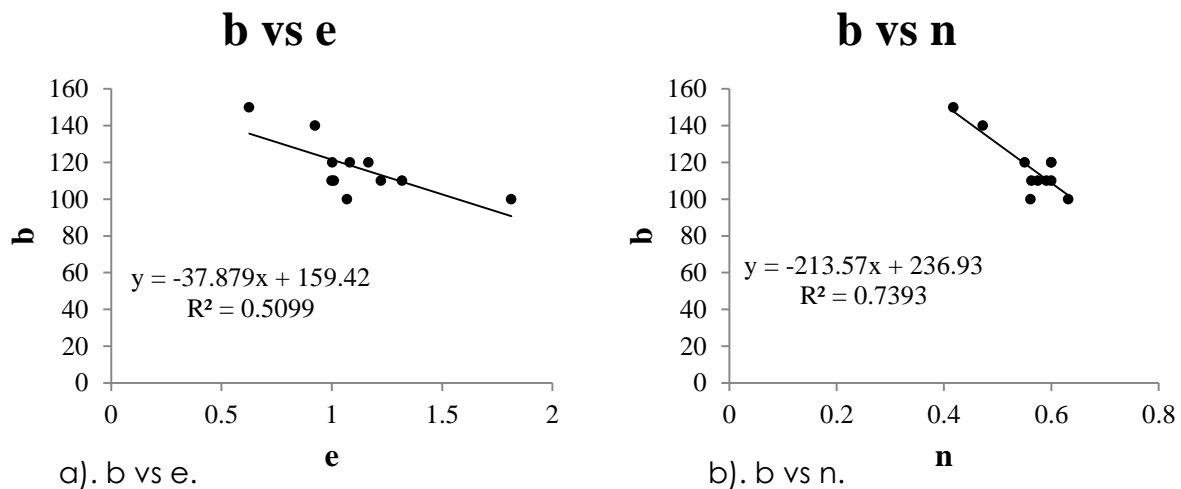


Gráfico 7.1. (a y b). Correlaciones de parámetros de Thomas con parámetros geotécnicos (e: relación de vacíos; n: porosidad)

Se observa que el parámetro b de Thomas tiende a decrecer ante el aumento de la relación de vacíos y la porosidad del suelo, teniendo en cuenta que la evapotranspiración es inferior al contenido de agua en la zona no saturada, el parámetro b se puede asumir como la cantidad de agua presente en la zona no saturada. Si bien, valores altos de vacíos y porosidad representan mejor capacidad de almacenamiento de agua, ésta depende del régimen de lluvias presente, para la fecha de la exploración geotécnica, se presentaba una época sin lluvias y los vacíos del suelo facilitarían la evapotranspiración.

Un estudio anterior, encontró que el parámetro a de Thomas decrecía ante el aumento de la permeabilidad del suelo (Gráfico 7.2. Variación de parámetros a y b en función de la permeabilidad P .), contrario a la relación existente entre el parámetro b y la permeabilidad, donde se observó una relación directamente proporcional (Fernández, W, et al, 2009)

En este estudio, se observó un comportamiento similar entre estas variables (Gráfico 7.3. (a y b). Variación de parámetros a y b con la permeabilidad.). Teniendo en cuenta que el parámetro a representa la tendencia a presentar escorrentía superficial en un suelo, se puede observar el hecho de que a mayor permeabilidad de un suelo se deben tener menores valores de a , ya que el agua producto de la precipitación se infiltra en el suelo imposibilitando la generación de un caudal de escorrentía superficial considerable, hasta tanto el suelo se sature.

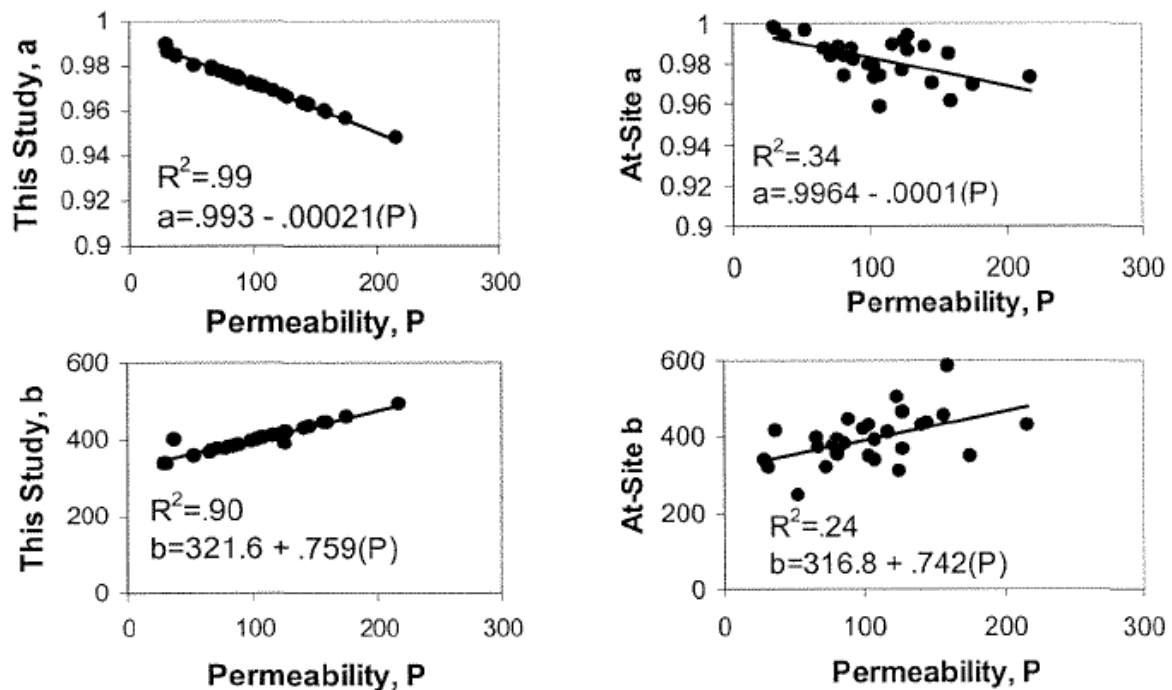


Gráfico 7.2. Variación de parámetros a y b en función de la permeabilidad P .
Fuente: W. Fernández et al.

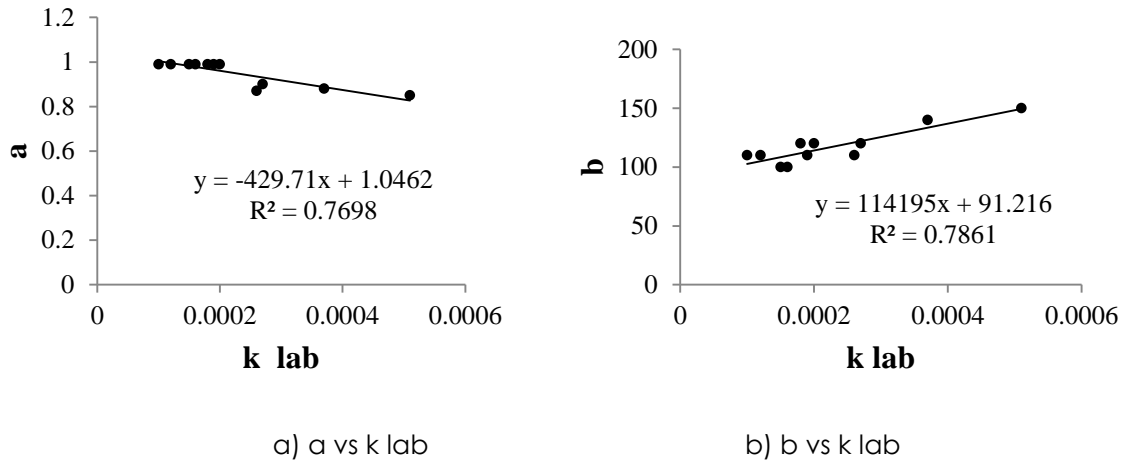


Gráfico 7.3. (a y b). Variación de parámetros a y b con la permeabilidad.

También se aprecia que al aumentar la permeabilidad del suelo, se incrementa el parámetro b de Thomas, ya que un suelo permeable aumentaría la cantidad de agua presente en el mismo.

Lo anterior nos permite concluir que los parámetros a y b tienen una correlación significativa respecto a la Permeabilidad P (in situ), Permeabilidad K Lab (en laboratorio), relación de vacíos y porosidad principalmente en cuanto a parámetros geotécnicos. De esta manera, teniendo valores en estas mediciones para una zona de aportación, será mas fácil intuir los parámetros referentes al modelo de Thomas y poder evaluar así de manera más sencilla la modelación hidrológica de la cuenca.

8 ANÁLISIS DE RESULTADOS DEL MODELO HIDROLÓGICO CONTÍNUO

En el presente capítulo se muestra una recopilación de las adaptaciones realizadas al modelo Iber a través de algunos escenarios reales, teniendo en cuenta las teorías y métodos hidrológicos propuestos en esta tesis doctoral. Se plantean dos opciones de escenarios. Los dos escenarios muestran una comparación respecto a información limnimétrica real de una estación en la Cuenca del Fluviá, en Cataluña, donde se han realizado diferentes pruebas específicas de simulación en esta Tesis, y donde se realizan simulaciones y se comparan los resultados respecto a los datos observados, y de la misma manera en una subcuenca de la Cuenca del Chicamocha, en Colombia.

En los dos escenarios se intenta lograr una calibración de los parámetros y teorías mostradas en capítulos anteriores con el fin de caracterizar lo mejor posible tanto los parámetros morfométricos como las condiciones de caracterización de flujo de tal manera que el caudal observado y el simulado logren el mejor acercamiento. El tipo de acercamiento se valora de acuerdo a una función objetivo que en el caso de modelos hidrológicos se trata del coeficiente de determinación (R^2), que es considerado como el más adecuado, ya que tiene en cuenta conservación de masa y tendencia de las dos series analizadas. Sin embargo, más allá de esta función objetivo, se analizará la adecuación de los hidrogramas y condiciones básicas del comportamiento de ellos.

La función objetivo, llamada también medida de desempeño, o medida de bondad de ajuste, se puede determinar a través de la siguiente expresión:

$$R^2 = \frac{1 - \sigma^2}{\sigma_y^2} \quad (8.1)$$

σ , indica la varianza de la serie x ; σ_y la varianza de la serie Y .

Los resultados de las simulaciones variarán de manera importante con cada cambio morfométrico de la cuenca estudiada, o con cada cambio en las propiedades de simulación de flujos. El acercamiento de los caudales simulados y observados pueden obedecer a más de una combinación en las diferentes calibraciones, por tal motivo, las propuestas mostradas en el capítulo 7 toman especial importancia, en cuanto a delimitaciones en los rangos de entrada para los parámetros, antes de cualquier simulación.

8.1 Escenario 1. Modelación en la cuenca del Fluviá.

La cuenca tenida en cuenta en este escenario es la referente a la que aporta al río Fluviá. El río Fluviá (Figura 8.1. Río Fluviá a la altura de Garrigás. Fuente:) es un río de Cataluña que nace en las montañas del Collsacabra, y desemboca en el Mediterráneo en las Marismas del Ampurdán, cerca de San Pedro Pescador, después de recorrer 70 km por las comarcas catalanas de La Garrocha y Alto Ampurdán. Los principales afluentes del río Fluviá son el Ser, el Gurn, el Llierca y el Oix. Su ancho en la desembocadura es de algo más de 100 m, aunque interrumpidos por una barra litoral que cierra casi completamente las aguas fluviales. Se encuentra situado en el Parque Natural de la Zona Volcánica de la Garrocha.

Para esta modelación se tuvo en cuenta una estación limnimétrica (estación Olot) ubicada en la zona occidental extrema de la cuenca del Fluviá. Con los datos de esta estación se calibrará el modelo y se verificará el comportamiento del mismo. Se dispone con información de caudal para esta estación desde 1912 hasta el año 2008. Por conveniencia en complemento con información pluviográfica se decidió trabajar el periodo comprendido entre 1 de Noviembre al 31 de Diciembre de 2008. En cuanto a estaciones de precipitación se tuvieron en cuenta la estaciones La Vall D'en Bas, Maia Del Montcal, Castellfolit de la Roca, Jafre, y Roses, y en el mismo periodo del espacio temporal tenido en cuenta en la estación de Caudal. En la

Fecha	Caudal (m ³ /s)	Fecha	Caudal (m ³ /s)	Fecha	Caudal (m ³ /s)	Fecha	Caudal (m ³ /s)
1-11-08 0:00	0,48	16-11-08 0:00	0,09	1-12-08 0:00	0,06	16-12-08 0:00	0,03
2-11-08 0:00	9,25	17-11-08 0:00	0,08	2-12-08 0:00	0,07	17-12-08 0:00	0,03

3-11-08 0:00	2,19	18-11-08 0:00	0,08	3-12-08 0:00	0,07	18-12-08 0:00	0,03
4-11-08 0:00	0,47	19-11-08 0:00	0,08	4-12-08 0:00	0,07	19-12-08 0:00	0,03
5-11-08 0:00	0,20	20-11-08 0:00	0,08	5-12-08 0:00	0,07	20-12-08 0:00	0,03
6-11-08 0:00	0,12	21-11-08 0:00	0,05	6-12-08 0:00	0,07	21-12-08 0:00	0,03
7-11-08 0:00	0,11	22-11-08 0:00	0,03	7-12-08 0:00	0,07	22-12-08 0:00	0,03
8-11-08 0:00	0,09	23-11-08 0:00	0,04	8-12-08 0:00	0,07	23-12-08 0:00	0,03
9-11-08 0:00	0,08	24-11-08 0:00	0,05	9-12-08 0:00	0,10	24-12-08 0:00	0,03
10-11-08 0:00	0,08	25-11-08 0:00	0,05	10-12-08 0:00	0,03	25-12-08 0:00	0,03
11-11-08 0:00	0,07	26-11-08 0:00	0,06	11-12-08 0:00	0,03	26-12-08 0:00	0,11
12-11-08 0:00	0,16	27-11-08 0:00	0,06	12-12-08 0:00	0,03	27-12-08 0:00	8,16
13-11-08 0:00	0,09	28-11-08 0:00	0,06	13-12-08 0:00	0,03	28-12-08 0:00	19,72
14-11-08 0:00	0,09	29-11-08 0:00	0,06	14-12-08 0:00	0,03	29-12-08 0:00	4,44
15-11-08 0:00	0,09	30-11-08 0:00	0,06	15-12-08 0:00	0,03	30-12-08 0:00	4,99
						31-12-08 0:00	8,82

Tabla 8-1. Información de Caudales medios diarios (m3/s). Estación Olot. Cuenca del Fluviá. se expone la información de caudal para el periodo de referencia. Igualmente, en la

Año	Mes	Día	MAIA DEL MONTAL	Castellfollit de la Roca	Jafre	La Vall D'en Bas
2008	Noviembre	1	20,5	25,8	0,0	25,2
2008	Noviembre	2	18,1	24,0	34,5	82
2008	Noviembre	3	0,0	0,0	0,0	0
2008	Noviembre	4	0,0	0,0	0,0	0
2008	Noviembre	5	2,2	1,8	1,5	0
2008	Noviembre	6	0,0	2,5	8,5	1,1
2008	Noviembre	7	0,0	0,0	0,5	0
2008	Noviembre	8	0,0	0,0	0,0	0
2008	Noviembre	9	0,0	0,0	0,0	0
2008	Noviembre	10	0,0	0,0	0,0	0
2008	Noviembre	11	1,0	0,0	0,0	0,6
2008	Noviembre	12	7,9	12,0	4,5	11
2008	Noviembre	13	0,0	0,0	0,0	0
2008	Noviembre	14	0,0	0,0	0,0	0
2008	Noviembre	15	0,0	0,0	0,0	0
2008	Noviembre	16	0,0	0,0	0,0	0
2008	Noviembre	17	0,0	0,0	0,0	0
2008	Noviembre	18	0,0	0,1	0,0	0
2008	Noviembre	19	0,0	0,0	0,0	0
2008	Noviembre	20	0,0	0,0	0,0	0
2008	Noviembre	21	0,0	0,0	0,0	0
2008	Noviembre	22	0,0	0,0	0,0	0
2008	Noviembre	23	0,0	0,0	6,5	2,3

2008	Noviembre	24	2,4	0,1	0,0	0,3
2008	Noviembre	25	0,0	0,0	0,0	0
2008	Noviembre	26	0,0	0,0	0,0	0
2008	Noviembre	27	2,2	0,7	3,0	1,3
2008	Noviembre	28	0,0	0,0	2,0	0
2008	Noviembre	29	0,0	0,0	0,0	3,5
2008	Noviembre	30	0,0	0,0	0,0	0
2008	Diciembre	1	0,0	0,1	0,0	0
2008	Diciembre	2	0,0	0,0	0,0	0
2008	Diciembre	3	0,0	0,0	0,0	0
2008	Diciembre	4	0,0	0,0	0,0	0
2008	Diciembre	5	0,0	0,0	0,0	0
2008	Diciembre	6	0,0	0,0	0,0	0
2008	Diciembre	7	0,0	0,0	0,0	0
2008	Diciembre	8	5,9	1,0	13,0	3
2008	Diciembre	9	5,6	10,0	7,0	4,5
2008	Diciembre	10	0,0	0,0	0,0	0,6
2008	Diciembre	11	0,0	0,0	0,0	0
2008	Diciembre	12	0,0	0,0	0,0	0
2008	Diciembre	13	0,0	1,0	6,0	1
2008	Diciembre	14	4,5	10,8	5,0	7,2
2008	Diciembre	15	0,0	0,0	1,5	0
2008	Diciembre	16	0,8	0,0	4,0	1
2008	Diciembre	17	0,0	0,0	0,0	0
2008	Diciembre	18	0,0	0,0	0,0	0
2008	Diciembre	19	0,0	0,0	0,0	0
2008	Diciembre	20	0,0	0,0	0,0	0
2008	Diciembre	21	0,0	0,0	0,0	0
2008	Diciembre	22	0,0	0,0	0,0	0
2008	Diciembre	23	0,0	0,0	0,0	0
2008	Diciembre	24	0,0	0,0	0,0	0
2008	Diciembre	25	5,3	0,0	5,0	0
2008	Diciembre	26	185,5	105,0	56,5	120
2008	Diciembre	27	69,3	80,7	3,5	77
2008	Diciembre	28	3,5	5,2	2,5	0
2008	Diciembre	29	1,5	2,1	7,0	1,8
2008	Diciembre	30	0,0	0,1	0,0	0
2008	Diciembre	31	0,0	0,0	0,0	0

Tabla 8-2. Información de Precipitación (mm) para las estaciones influyentes en la cuenca del Fluvial. se muestran los datos de precipitación para cada una de las estaciones tenidas en cuenta.



Figura 8.1. Río Fluvià a la altura de Garrigás. Fuente: Agencia Catalana del Agua. Estudio Morfodinámico del río Fluvià.

Fecha	Caudal (m³/s)	Fecha	Caudal (m³/s)	Fecha	Caudal (m³/s)	Fecha	Caudal (m³/s)
1-11-08 0:00	0,48	16-11-08 0:00	0,09	1-12-08 0:00	0,06	16-12-08 0:00	0,03
2-11-08 0:00	9,25	17-11-08 0:00	0,08	2-12-08 0:00	0,07	17-12-08 0:00	0,03
3-11-08 0:00	2,19	18-11-08 0:00	0,08	3-12-08 0:00	0,07	18-12-08 0:00	0,03
4-11-08 0:00	0,47	19-11-08 0:00	0,08	4-12-08 0:00	0,07	19-12-08 0:00	0,03
5-11-08 0:00	0,20	20-11-08 0:00	0,08	5-12-08 0:00	0,07	20-12-08 0:00	0,03
6-11-08 0:00	0,12	21-11-08 0:00	0,05	6-12-08 0:00	0,07	21-12-08 0:00	0,03
7-11-08 0:00	0,11	22-11-08 0:00	0,03	7-12-08 0:00	0,07	22-12-08 0:00	0,03
8-11-08 0:00	0,09	23-11-08 0:00	0,04	8-12-08 0:00	0,07	23-12-08 0:00	0,03
9-11-08 0:00	0,08	24-11-08 0:00	0,05	9-12-08 0:00	0,10	24-12-08 0:00	0,03
10-11-08 0:00	0,08	25-11-08 0:00	0,05	10-12-08 0:00	0,03	25-12-08 0:00	0,03
11-11-08 0:00	0,07	26-11-08 0:00	0,06	11-12-08 0:00	0,03	26-12-08 0:00	0,11
12-11-08 0:00	0,16	27-11-08 0:00	0,06	12-12-08 0:00	0,03	27-12-08 0:00	8,16
13-11-08 0:00	0,09	28-11-08 0:00	0,06	13-12-08 0:00	0,03	28-12-08 0:00	19,72
14-11-08 0:00	0,09	29-11-08 0:00	0,06	14-12-08 0:00	0,03	29-12-08 0:00	4,44
15-11-08 0:00	0,09	30-11-08 0:00	0,06	15-12-08 0:00	0,03	30-12-08 0:00	4,99
						31-12-08 0:00	8,82

Tabla 8-1. Información de Caudales medios diarios (m³/s). Estación Olot. Cuenca del Fluvià.

Año	Mes	Día	MAIA DEL MONTCAL	Castellfolit de la Roca	Jafre	La Vall D'en Bas
-----	-----	-----	------------------	-------------------------	-------	------------------

2008	Noviembre	1	20,5	25,8	0,0	25,2
2008	Noviembre	2	18,1	24,0	34,5	82
2008	Noviembre	3	0,0	0,0	0,0	0
2008	Noviembre	4	0,0	0,0	0,0	0
2008	Noviembre	5	2,2	1,8	1,5	0
2008	Noviembre	6	0,0	2,5	8,5	1,1
2008	Noviembre	7	0,0	0,0	0,5	0
2008	Noviembre	8	0,0	0,0	0,0	0
2008	Noviembre	9	0,0	0,0	0,0	0
2008	Noviembre	10	0,0	0,0	0,0	0
2008	Noviembre	11	1,0	0,0	0,0	0,6
2008	Noviembre	12	7,9	12,0	4,5	11
2008	Noviembre	13	0,0	0,0	0,0	0
2008	Noviembre	14	0,0	0,0	0,0	0
2008	Noviembre	15	0,0	0,0	0,0	0
2008	Noviembre	16	0,0	0,0	0,0	0
2008	Noviembre	17	0,0	0,0	0,0	0
2008	Noviembre	18	0,0	0,1	0,0	0
2008	Noviembre	19	0,0	0,0	0,0	0
2008	Noviembre	20	0,0	0,0	0,0	0
2008	Noviembre	21	0,0	0,0	0,0	0
2008	Noviembre	22	0,0	0,0	0,0	0
2008	Noviembre	23	0,0	0,0	6,5	2,3
2008	Noviembre	24	2,4	0,1	0,0	0,3
2008	Noviembre	25	0,0	0,0	0,0	0
2008	Noviembre	26	0,0	0,0	0,0	0
2008	Noviembre	27	2,2	0,7	3,0	1,3
2008	Noviembre	28	0,0	0,0	2,0	0
2008	Noviembre	29	0,0	0,0	0,0	3,5
2008	Noviembre	30	0,0	0,0	0,0	0
2008	Diciembre	1	0,0	0,1	0,0	0
2008	Diciembre	2	0,0	0,0	0,0	0
2008	Diciembre	3	0,0	0,0	0,0	0
2008	Diciembre	4	0,0	0,0	0,0	0
2008	Diciembre	5	0,0	0,0	0,0	0
2008	Diciembre	6	0,0	0,0	0,0	0
2008	Diciembre	7	0,0	0,0	0,0	0
2008	Diciembre	8	5,9	1,0	13,0	3
2008	Diciembre	9	5,6	10,0	7,0	4,5
2008	Diciembre	10	0,0	0,0	0,0	0,6
2008	Diciembre	11	0,0	0,0	0,0	0
2008	Diciembre	12	0,0	0,0	0,0	0
2008	Diciembre	13	0,0	1,0	6,0	1
2008	Diciembre	14	4,5	10,8	5,0	7,2
2008	Diciembre	15	0,0	0,0	1,5	0
2008	Diciembre	16	0,8	0,0	4,0	1
2008	Diciembre	17	0,0	0,0	0,0	0
2008	Diciembre	18	0,0	0,0	0,0	0
2008	Diciembre	19	0,0	0,0	0,0	0
2008	Diciembre	20	0,0	0,0	0,0	0
2008	Diciembre	21	0,0	0,0	0,0	0
2008	Diciembre	22	0,0	0,0	0,0	0
2008	Diciembre	23	0,0	0,0	0,0	0

2008	Diciembre	24	0,0	0,0	0,0	0
2008	Diciembre	25	5,3	0,0	5,0	0
2008	Diciembre	26	185,5	105,0	56,5	120
2008	Diciembre	27	69,3	80,7	3,5	77
2008	Diciembre	28	3,5	5,2	2,5	0
2008	Diciembre	29	1,5	2,1	7,0	1,8
2008	Diciembre	30	0,0	0,1	0,0	0
2008	Diciembre	31	0,0	0,0	0,0	0

Tabla 8-2. Información de Precipitación (mm) para las estaciones influyentes en la cuenca del Fluviá.

Como se puede apreciar en las tablas anteriores, la franja temporal de simulación seleccionada comprende los meses de Junio y Julio. Sin embargo en algunas de las modelizaciones se tuvo en cuenta sólo el mes de Junio, ya que presentaba los mayores picos de lluvia. La estación Olot de caudal ubicada a la salida de la cuenca, presenta la respuesta de caudal y la estación La Vall D'en Bas fue seleccionada por su ubicación como la representativa para los datos de lluvia. El resto de las estaciones de precipitación no representan una aferencia dentro de la cuenca estudio.

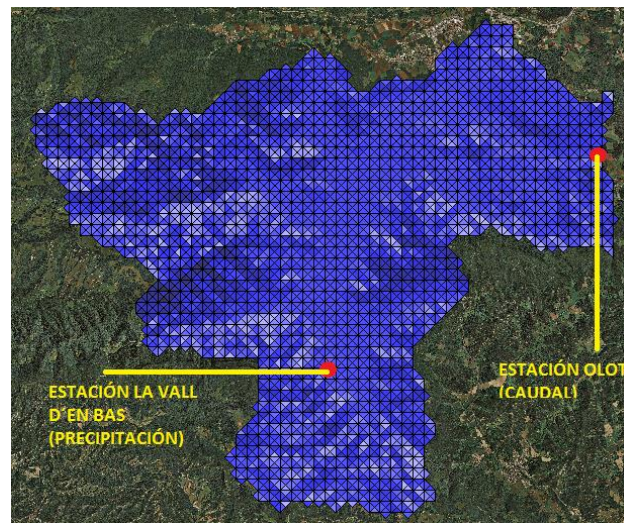


Figura 8.2. Estaciones de precipitación y caudal seleccionadas para simulaciones de caso estudio Cuenca del Fluviá.

Se realizó una serie de simulaciones donde se modificaron condiciones dentro del modelo CHM. El funcionamiento referente a condiciones de secado hidrológico, lluvia móvil o condición desacoplada se revisaron en capítulos anteriores, y sus mejoras se tienen en cuenta en estas modelizaciones. En este caso, el análisis se centrará eminentemente en la respuesta hidrológica de la cuenca de estudio ante cambios morfométricos de ella, en referencia a la caracterización que se pueda alcanzar por medio del modelo Iber.

Las condiciones imlementadas como iniciales en las simulaciones se resumen en la Tabla 8-3. Condiciones iniciales y parámetros de cálculo para simulaciones en la Cuenca del Fluvíá., donde se puede revisar las características de la cuenca adoptadas y representadas a través de los parámetros del modelo CHM por medio de los parámetros del Modelo de Thomas.

Cuenca	Caudal con CHM	Caudal con CHM	Caudal con CHM	Caudal con CHM	Caudal con CHM	Caudal con CHM	Caudal con CHM	Caudal con CHM	Caudal con CHM
Caso	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Tipo de Malla	Estructurada	Estructurada	Estructurada	Estructurada	Estructurada	Estructurada	Estructurada	Estructurada	Estructurada
Esquema	Desacoplado	Desacoplado	Desacoplado	Desacoplado	Desacoplado	Desacoplado	Desacoplado	Desacoplado	Desacoplado
Método de secado	Hidrológico	Hidrológico	Hidrológico	Hidrológico	Hidrológico	Hidrológico	Hidrológico	Hidrológico	Hidrológico
Límite secado mojado	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001
a	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5
b	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5
c	0.5	1.0	1.0	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8
d	0.5	0.5	0.5	0.5	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
St ₀	0	0	0	0	0	0	0	2	0.3
Gt ₀	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Infiltración	2.9	2.9	1.22	2.9	2.9	1.22	3.1	3.7	3.7

Tabla 8-3. Condiciones iniciales y parámetros de cálculo para simulaciones en la Cuenca del Fluvíá.

Inicialmente se muestra a continuación una simulación realizada sin tener en cuenta el modelo CHM, y sólo teniendo en cuenta una modelización normal con un modelo de infiltración y evapotranspiación.

En el siguiente gráfico se puede observar el comportamiento en rendimiento hídrico de la cuenca del Fluvíá a partir de los datos observados de la estación de Precipitación y de Caudal (Estación Vall Dén Bas y Olot) para el periodo de referencia (Noviembre, 2008)

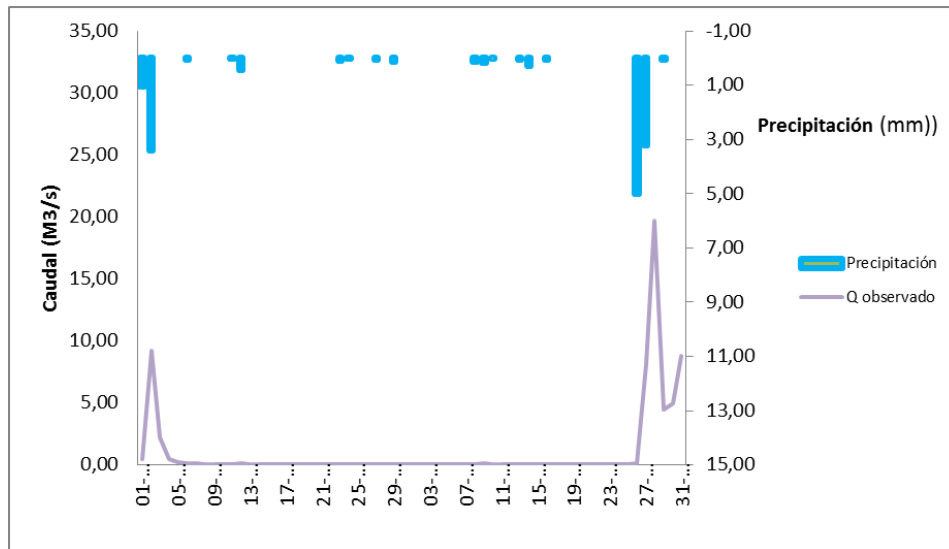


Gráfico 8.1. Precipitación y Caudal para Simulaciones en la Cuenca del Fluvá.

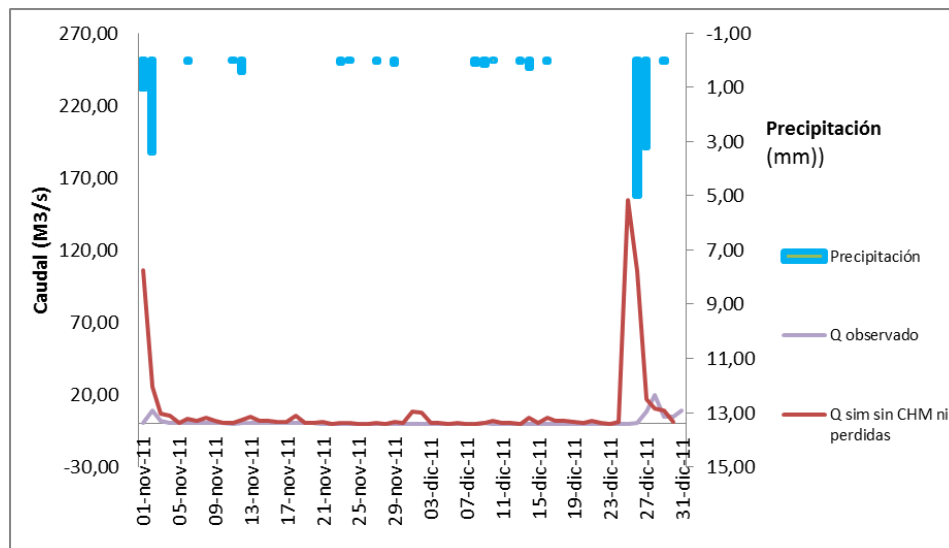


Gráfico 8.2. Caso sin Modelo CHM ni modelo de infiltración

En el Gráfico 8.2. Caso sin Modelo CHM ni modelo de infiltración se muestra la condición de simulación sin utilización del modelo CHM ni modelo de infiltración o evapotranspiración alguno. De esta manera se puede apreciar que los caudales superficiales simulados sobrepasan en magnitud importante a los caudales observados, y no se nota tendencia alguna en correlación o similitud en la respuesta hidrológica. El efecto de utilización de un método clásico de contabilización de pérdidas por infiltración o evapotranspiración, sin inferencia del modelo CHM se muestra en el Gráfico 8.3.

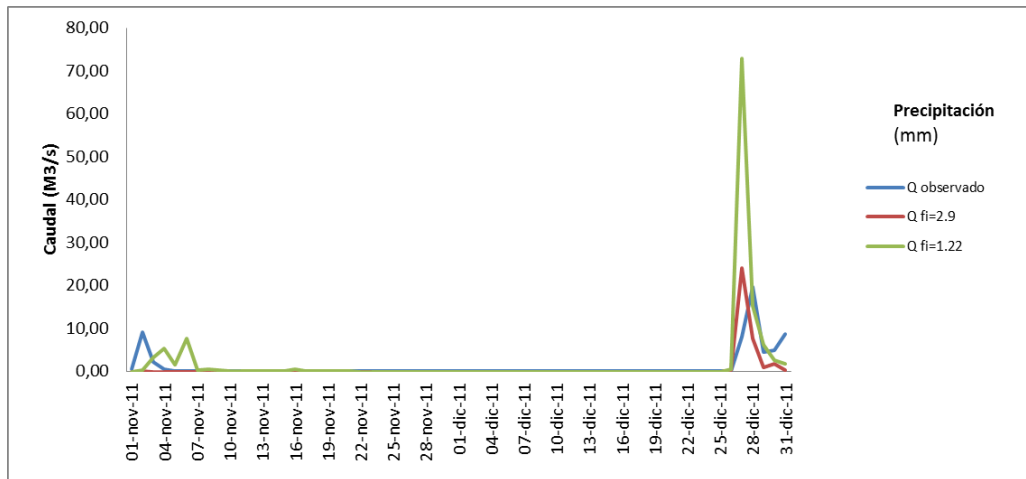
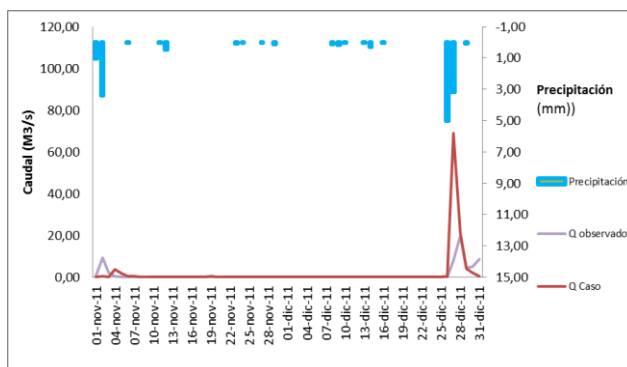


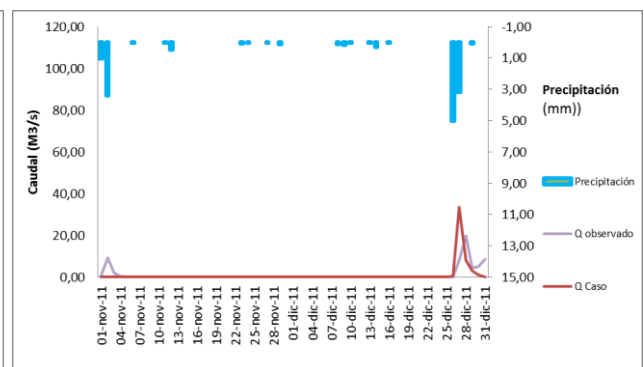
Gráfico 8.3. Caso sin Modelo CHM y modelo lineal de pérdidas (con índice ϕ , sin abstracción inicial) (ϕ en mm/h)

Allí se aprecia una condición no simulable con la simple contabilización de pérdidas continuas en la cuenca. Cuando la infiltración es baja, se iguala o se aproxima el caudal pico en el inicio del primer mes, sin embargo se sobreestima al final del segundo mes. Por el contrario, cuando la infiltración se aproxima como alta, se iguala el pico al final del segundo mes, pero se subestima notoriamente al inicio del primer mes. Esta condición presume un efecto extra como parámetro inicial hidrológico, que se evidencia más adelante.

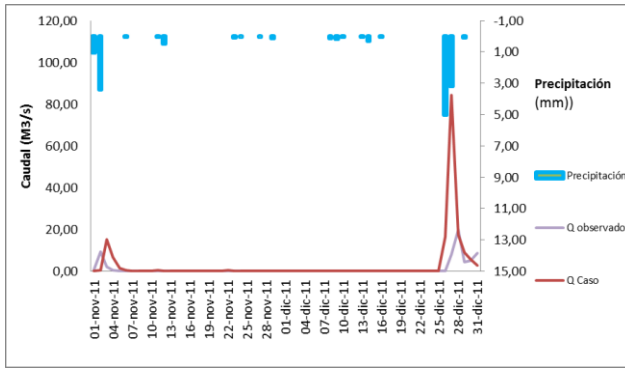
En la Tabla 8-4. Resultados de Simulación para los casos propuestos. Cuenca del Fluvía se muestran las diferentes simulaciones realizadas para cada uno de los casos propuestos. Se muestra la respuesta hidrológica de la cuenca del Fluvía ante variaciones específicas en los parámetros del modelo CHM que caracterizan las propiedades físicas superficiales, subsuperficiales y subterráneas de la zona de aportación y de drenaje.



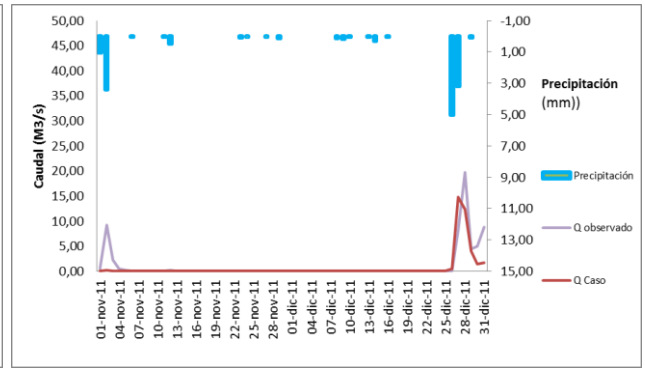
Caso 1



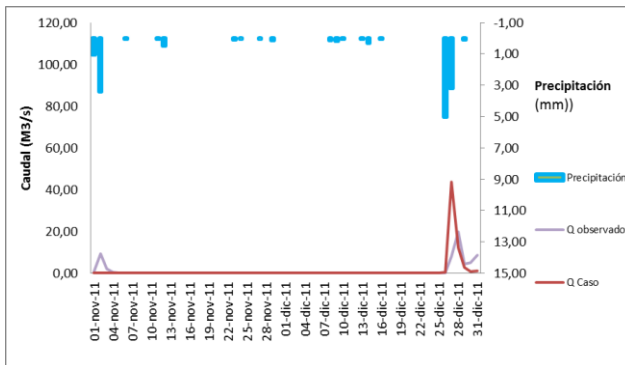
Caso 2



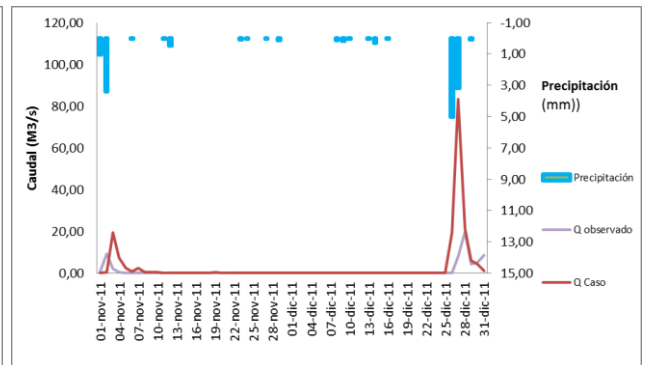
Caso 3



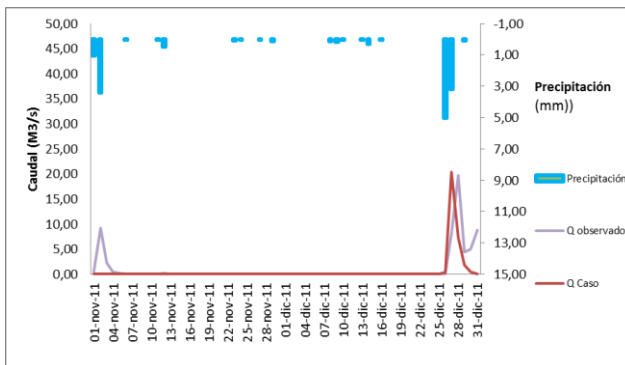
Caso 4



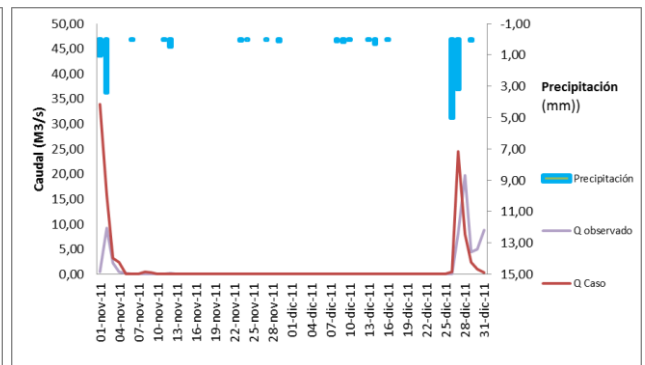
Caso 5



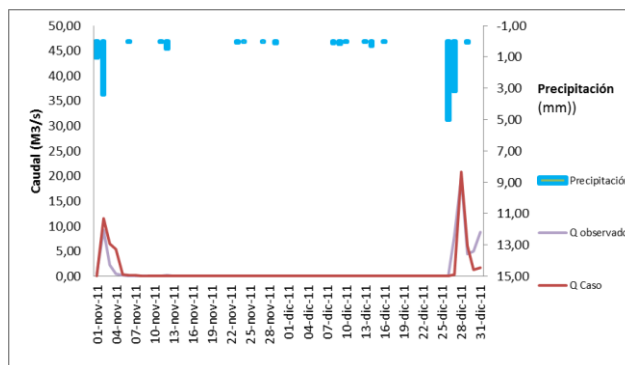
Caso 6



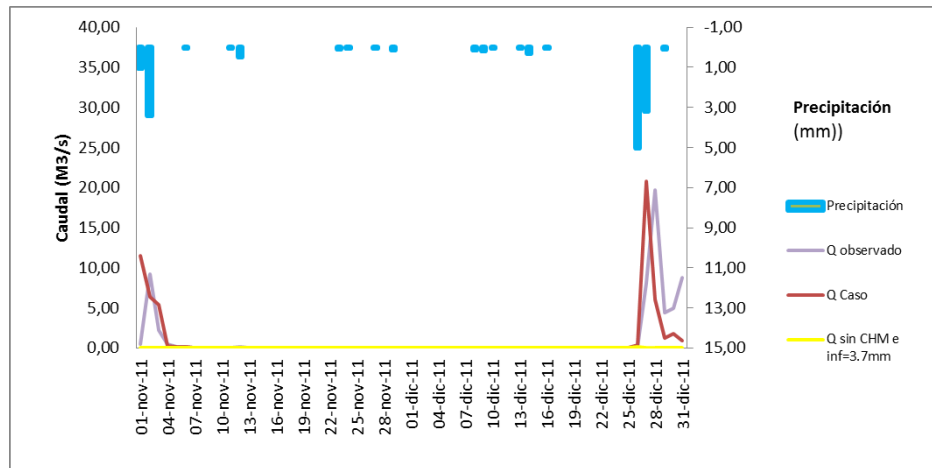
Caso 7



Caso 8



Caso 9



Comparación CHM vs modelo de pérdidas

Tabla 8-4. Resultados de Simulación para los casos propuestos. Cuenca del Fluvía

La influencia del parámetro c es notoria en la comparación entre el caso 1 y 2. En el caso 1, b se iguala a una condición promedio, indicando un valor relativamente alto de infiltración (2.9). Sin embargo este valor de infiltración es bajo según algunas cantidades de precipitación de algunos días para este escenario. En el caso 2, aumenta el valor de c a la unidad, replicando que toda el agua es captada a zona dos del suelo, bajando notoriamente la escorrentía directa y destinando esta última a los periodos donde la intensidad de lluvia supera la capacidad de infiltración del suelo.

Los casos 3, 4 y 5 validan la sensibilidad notoria en los parámetros c y d . Sin embargo se evidencia que la disminución del parámetro c causa una disminución en la respuesta de la aportación al río o sea precipitación efectiva, pero depende de la cantidad de infiltración inicial asignada. Si esta es baja, la cantidad de flujo superficial se empieza a notar, por el contrario cuando la infiltración es alta el valor de caudal superficial disminuye notoriamente. Esto se puede ver claramente en la comparación de simulaciones 5, 6, y 7, obteniendo un mejor ajuste en el caso 7. Se obtiene un ajuste mejorado en el caso 8, donde a la vez se asigna una condición inicial de acumulación de agua disponible en zona 2, para ajustar mejor el hidrograma del primer mes.

En el caso 9 se mejora el ajuste del primer mes con la condición inicial en zona 2. Debemos recordar que este buen ajuste se debe también a una buena calibración del valor de Infiltración inicial.

Finalmente se llega al caso 9, donde se obtiene una correlación final de 0.7 y un coeficiente de determinación cercano a 0.5. El ajuste es importante a pesar de los coeficientes, estos no son muy altos debido a la condición inicial, que evidencia un desacople en la parte inicial de los hidrogramas.

Cuando tenemos en cuenta la mejor de las calibraciones obtenida (caso 9), verificamos que el índice de infiltración tenido en cuenta fue de 3.7mm/h. Si analizamos el efecto inmediato de la influencia del método CHM en la respuesta hidrológica, lo hacemos comparando esta misma infiltración ante las mismas condiciones climatológicas, pero sin modelo CHM, es decir con el modelo de pérdidas lineal. Allí podemos apreciar que la simple utilización del modelo de pérdidas supone una pérdida casi total de caudal, sin la posibilidad de retorno de caudal a la zona de drenaje (Tabla 8-4. Resultados de Simulación para los casos propuestos. Cuenca del Fluvial) . Podemos verificar la comparación, sin embargo la infiltración real del modelo se da como porcentaje en el modelo a través del parámetro c . Para este caso podríamos utilizar los índices f_i del Gráfico 8.3. Caso sin Modelo CHM y modelo lineal de pérdidas (con índice ϕ , sin abstracción inicial) (ϕ en mm/h). Los resultados numéricos pueden observarse en el anexo 3.

8.2 Escenario 2. Modelación en la cuenca Olarte.

La cuenca utilizada en este escenario fue la de Olarte, situada en Colombia, en el Departamento de Boyacá, y lleva sus aportaciones a un Lago llamado Tota. Tiene un área de 1.794 Km², una longitud de cause principal de 10.880 metros y una pendiente de cause principal de 0.0341. Su elevación superior alcanza los 3.704 m.s.n.m y su menor cota los 3.017 m.s.n.m. En promedio se considera un CN o número de curva característico de la cuenca de 70.5. Las entradas de agua al Lago de Tota provienen principalmente del municipio de Aquitania, que aporta al Lago 4,63 m³ /s, seguido de Tota con 0,132 m³ /s y Cuítiva con 0,03 m³ /s. A continuación se muestran los aportes de las diferentes redes de drenaje.

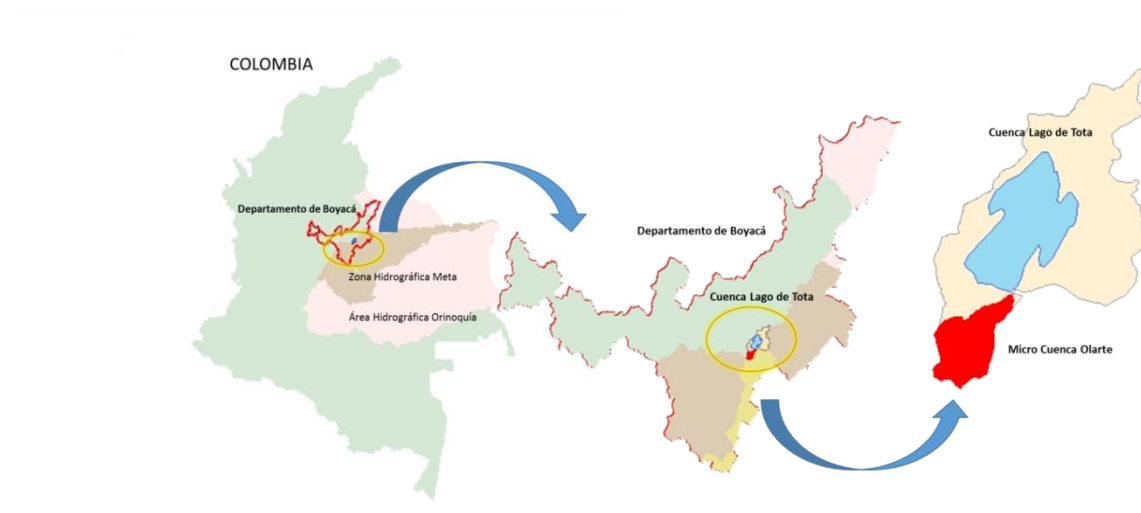


Figura 8.3. Localización Cuenca Olarte, Colombia.

Río Olarte	2,08
Río Tobal	1,59
Hato Laguna	0,58
Los Pozos	0,25
El Mugre	0,12
El Manzano	0,01

Tabla 8-5. Aporte de agua al Lago de Tota Fuente Hídrica Aporte (m^3 / sg). Fuente: Cámara Colombo-Alemana. 2000.

La cuenca que aporta el mayor volumen de agua es la del río Olarte, la cual cuenta con un canal de desagüe, con el fin de regular el agua que entra en el lago de acuerdo con la precipitación. Con relación a amenazas por inundación o sequía es de resaltar que el Lago de Tota presenta niveles e inundaciones más altos entre los meses de abril y octubre. Los aportes del río Olarte al Lago de Tota son indispensables para que este no pierda sus niveles de operación y se puedan compensar las salidas y entradas al lago. En época de verano los niveles descienden en promedio 0,56 m aunque se han presentado años con descensos de 0,93 m y 1,5 m. Así mismo, en la época de invierno el lago ha ascendido en promedio 0,55 m. Sin embargo, se han presentado incrementos del nivel hasta de 1,46 m. (CORPOBOYACA - UPTC, 2007). El comportamiento general en el lago muestra una disminución permanente de sus niveles de agua, el ajuste menos conservador apunta a una tasa aproximada de 1 cm cada 2 años y el más favorable a 1 cm cada 3 años. De acuerdo con esta tendencia, desde 1954 el nivel del lago ha disminuido entre 18 y 27 cm, que en términos de caudal serían aproximadamente de 80 a 120 l/s en media anual (CORPOBOYACA - UPTC, 2007). Debe mencionarse que el Lago de Tota cuenta con una gran capacidad de amortiguamiento de crecidas debido a su gran superficie y capacidad de

almacenamiento y que el tiempo de evacuación de las crecientes es muy largo debido a la gran capacidad de laminación del lago (para un período de retorno de 50 años, se ha estimado aproximadamente en 30 días).

Tipo	Nombre Estación	Corriente	Elevación (m.s.n.m)	Municipio
Pluviográfica	Potrерito	Olarte	3047	Aquitania
Climatológica Ordinaria	El Tunel	Lago de Tota	3000	Cuitiva
Climatológica Principal	Aquitania	Olarte	3021	Aquitania
Limnigráfica	Desaguadero	Olarte	3007	Aquitania
Limnigráfica	Hato Laguna	Las Cintas	3020	Aquitania
Limnigráfica	Criadero	Quebrada los Pozos	3025	Aquitania
Limnigráfica	Escaleras	Lago de Tota	3002	Tota
Pluviográfica	Las Cintas	Quebrada las Cintas	3400	Sogamoso

Tabla 8-6. Estaciones Hidroclimatológicas en la cuenca del Lago de Tota operadas por el IDEAM. Fuente IDEAM 2013.

En la Tabla 8-6. Estaciones Hidroclimatológicas en la cuenca del Lago de Tota operadas por el IDEAM. Fuente IDEAM 2013. podemos ver la disponibilidad de estaciones climatológicas en la zona del Lago de Tota, de donde se tomó para trabajo en este caso estudio, La estación Limnigráfica Desaguadero, y la estación Pluviográfica Potrerito, una situada al final de la red de drenaje de simulación, y la otra en la parte media de la cuenca pegado al límite del parteaguas. Las otras estaciones no presentan aferencia o injerencia en la microcuenca estudio. Por su parte, la microcuenca del río Olarte, está protegida y la actividad agrícola ha disminuido, sin embargo, aumenta la explotación pecuaria. Las especies nativas arbóreas son más frecuentes y variadas, y se halla un relicto de árboles que forman un bosque antiguo de Arrayán (CORPOBOYACA, 2005). Esta quebrada nace en los páramos del sur de Aquitania y tiene tres grandes tributarios como son Las Lajas, El Olarte y Los Colorados. Esta zona está protegida en cuanto a vegetación natural, abundando el número de especies arbóreas. En el sector donde se unen la Coloradas y el Olarte se encuentran bosques de colorado (*Polylepis* sp.), Encenillos (*Weinmannia* sp.), Paloblanco (*Budleja* sp.) Mortiños (*Hesperomeles goudutiana* y *H. ferruginea*) y otras especies arbóreas de gran importancia y que se deben tener en cuenta para posibles programas de reforestación, revegetalización o restauración vegetal. El cauce del Olarte es protegido hasta muy cerca al lago. A continuación se muestra la información referida

a la estaciones limnimétrica y pluviográfica tenidas en cuenta para la simulación de la cuenca Olarte.

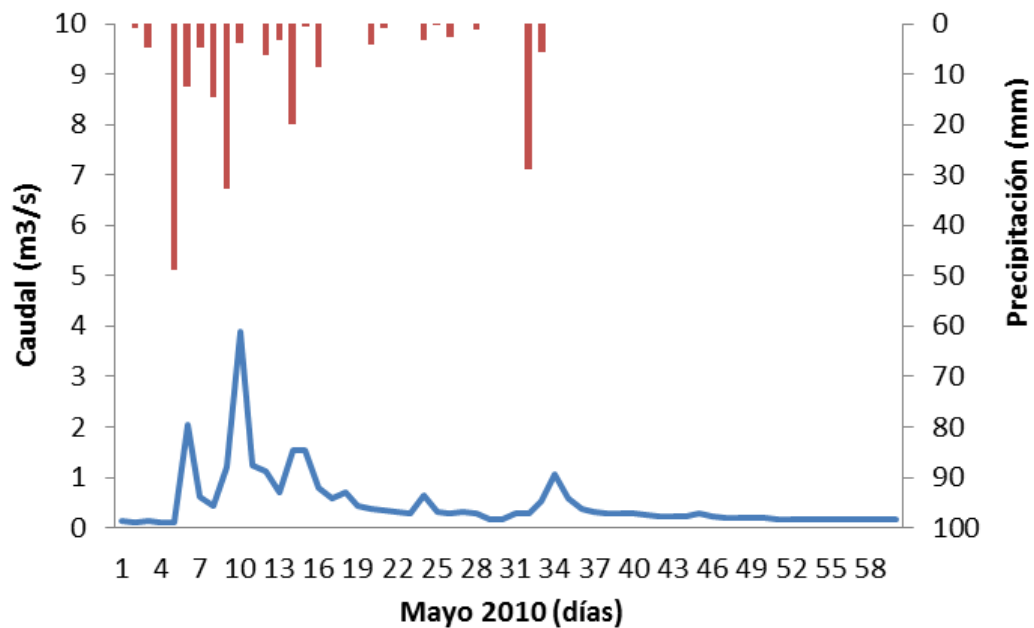


Gráfico 8.4. Información climatológica utilizada para la Cuenca Olarte

Fecha	Precipitación (mm)	Fecha	Precipitación (mm)	Fecha	Precipitación (mm)	Fecha	Precipitación (mm)
01/11/2010	0	16/11/2010	8,7	02/12/2010	28,9	17/12/2010	0
02/11/2010	1	17/11/2010	0	03/12/2010	5,6	18/12/2010	0
03/11/2010	4,6	18/11/2010	0	04/12/2010	0	19/12/2010	0
04/11/2010	0	19/11/2010	0	05/12/2010	0	20/12/2010	0
05/11/2010	48,7	20/11/2010	4,2	06/12/2010	0	21/12/2010	0
06/11/2010	12,5	21/11/2010	1	07/12/2010	0	22/12/2010	0
07/11/2010	4,6	22/11/2010	0	08/12/2010	0	23/12/2010	0
08/11/2010	14,7	23/11/2010	0	09/12/2010	0	24/12/2010	0
09/11/2010	32,8	24/11/2010	3,3	10/12/2010	0	25/12/2010	0
10/11/2010	3,7	25/11/2010	0,2	11/12/2010	0	26/12/2010	0
11/11/2010	0	26/11/2010	2,6	12/12/2010	0	27/12/2010	0
12/11/2010	6,2	27/11/2010	0	13/12/2010	0	28/12/2010	0
13/11/2010	3,3	28/11/2010	1,2	14/12/2010	0	29/12/2010	0
14/11/2010	20	29/11/2010	0	15/12/2010	0	30/12/2010	0
15/11/2010	0,6	30/11/2010	0	16/12/2010	0	31/12/2010	0
		01/12/2010	0		0		

Tabla 8-7. Información de Precipitación (mm) para la estación Potrerito en la cuenca de Olarte.

Fecha	Caudal (m ³ /s)	Fecha	Caudal (m ³ /s)	Fecha	Caudal (m ³ /s)	Fecha	Caudal (m ³ /s)
01/11/2010	0,125	16/11/2010	0,796	02/12/2010	0,272	17/12/2010	0,2
02/11/2010	0,115	17/11/2010	0,588	03/12/2010	0,536	18/12/2010	0,19
03/11/2010	0,125	18/11/2010	0,692	04/12/2010	1,072	19/12/2010	0,19
04/11/2010	0,12	19/11/2010	0,432	05/12/2010	0,588	20/12/2010	0,19
05/11/2010	0,105	20/11/2010	0,38	06/12/2010	0,38	21/12/2010	0,18
06/11/2010	2,044	21/11/2010	0,344	07/12/2010	0,326	22/12/2010	0,18
07/11/2010	0,614	22/11/2010	0,308	08/12/2010	0,29	23/12/2010	0,18
08/11/2010	0,448	23/11/2010	0,29	09/12/2010	0,272	24/12/2010	0,18
09/11/2010	1,224	24/11/2010	0,64	10/12/2010	0,272	25/12/2010	0,18
10/11/2010	3,879	25/11/2010	0,326	11/12/2010	0,254	26/12/2010	0,18
11/11/2010	1,228	26/11/2010	0,272	12/12/2010	0,236	27/12/2010	0,18
12/11/2010	1,116	27/11/2010	0,326	13/12/2010	0,236	28/12/2010	0,17
13/11/2010	0,692	28/11/2010	0,272	14/12/2010	0,218	29/12/2010	0,18
14/11/2010	1,54	29/11/2010	0,16	15/12/2010	0,29	30/12/2010	0,17
15/11/2010	1,548	30/11/2010	0,16	16/12/2010	0,218	31/12/2010	0,17
		01/12/2010	0,272				

Tabla 8-8. Información de Caudal (m³/s). Estación Desaguadero. Cuenca de Olarte.

La ubicación de las estaciones se muestra a continuación, teniendo en cuenta que la malla topográfica empleada tuvo un ancho de celda promedio de 120 metros en la zona de aportación y una malla fina de 50 metros en la zona de drenaje principal. Este tipo de malla irregular permite un mejor detalle en la zona aportada o zona de drenaje principal, con elementos finos de menor tamaño que permiten una mayor discretización y caracterización del flujo, mientras se genera un cálculo más rápido en la zona aportante donde la malla presenta elementos de malla mayores.

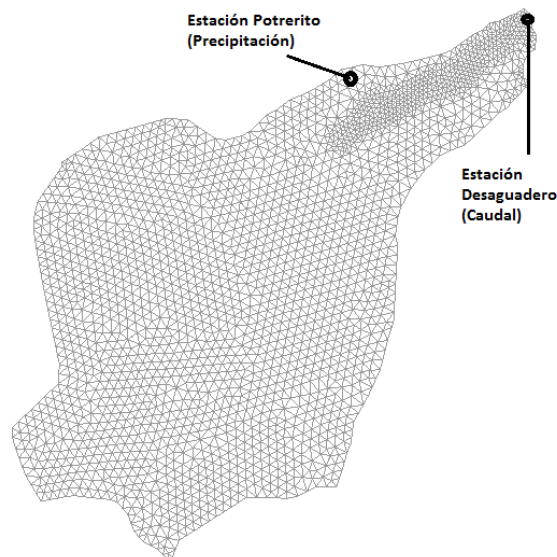


Figura 8.4. Estaciones de Precipitación y caudal seleccionadas para simulaciones de caso estudio Cuenca de Olarte.

Al igual que en el primer escenario se realizó una serie de simulaciones donde se modificaron condiciones dentro del modelo CHM. El funcionamiento referente a condiciones de secado hidrológico, lluvia móvil o condición desacoplada se revisaron en capítulos anteriores, y sus mejoras se tienen en cuenta en estas modelizaciones. En este caso, igualmente, el análisis se centra eminentemente en la respuesta hidrológica de la cuenca estudio ante cambios morfométricos de ella, en referencia a la caracterización que se pueda alcanzar por medio del modelo Iber. Las condiciones desarrolladas como iniciales en las simulaciones se resumen en la

Tabla 8-3. Condiciones iniciales y parámetros de cálculo para simulaciones en la Cuenca del Fluvial, donde se puede revisar las características de la cuenca adoptadas y representadas a través de los parámetros del modelo CHM por medio de los parámetros del Modelo de Thomas.

Cuenca	OLARTE	OLARTE	OLARTE	OLARTE	OLARTE	OLARTE	OLARTE	OLARTE	OLARTE	OLARTE
Caso	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Tipo de Malla	Estructurada	Estructurada	Estructurada	Estructurada	Estructurada	Estructurada	Estructurada	Estructurada	Estructurada	Estructurada
Esquema	Desacoplado	Desacoplado	Desacoplado	Desacoplado	Desacoplado	Desacoplado	Desacoplado	Desacoplado	Desacoplado	Desacoplado
Método de secado	Hidrológico	Hidrológico	Hidrológico	Hidrológico	Hidrológico	Hidrológico	Hidrológico	Hidrológico	Hidrológico	Hidrológico
Límite secado mojado	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001
a	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5
b	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5
c	0.5	0.5	0.2	0.5	0.2	0.5	0.8	0.9	0.9	0.9
d	0.5	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.5	0.1	0.1	0.1
St_0	0	0	0	0	0	0	0.32	0	0.35	0.35
Gt_0	0	0	0	0	0	0.3	0	0.35	0.35	0.35
Infiltración	0.1	0.1	0.1	0.25	0.25	0.1	0.1	0.1	0.1	0.25

Tabla 8-9. Condiciones iniciales para simulaciones en la Cuenca Olarte.

Al igual que en el escenario de la cuenca del FLUVIAL, también se realizó la modelización de la Cuenca Olarte en escenario sin pérdidas y también teniendo en cuenta sólo pérdidas con un modelo lineal clásico. Los resultados ante dos diferentes coeficientes ϕ , se muestran a continuación.

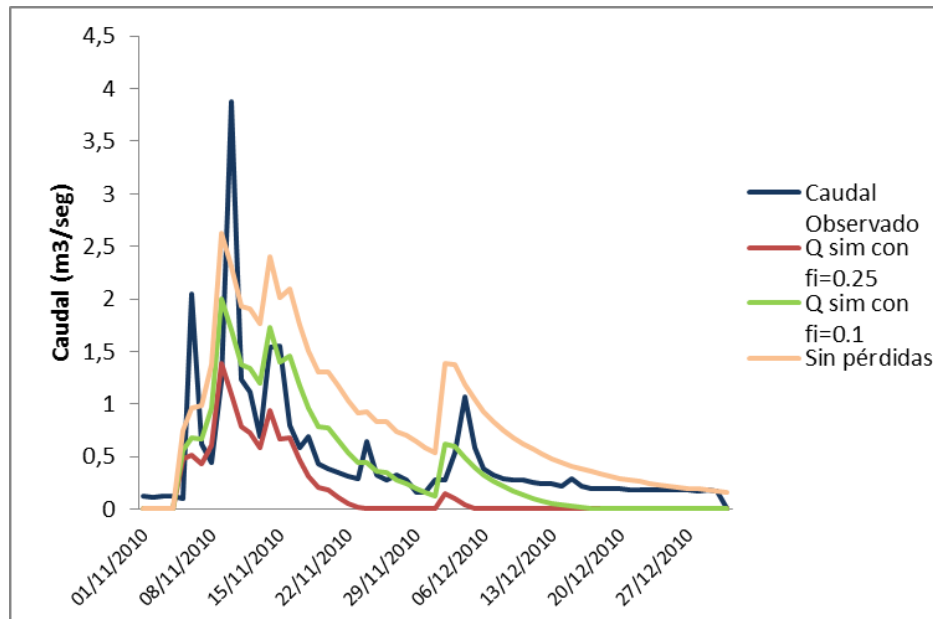
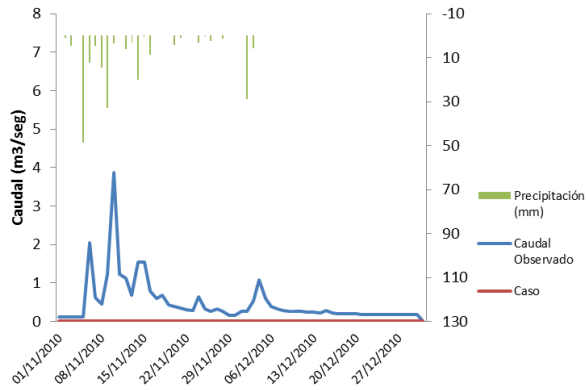
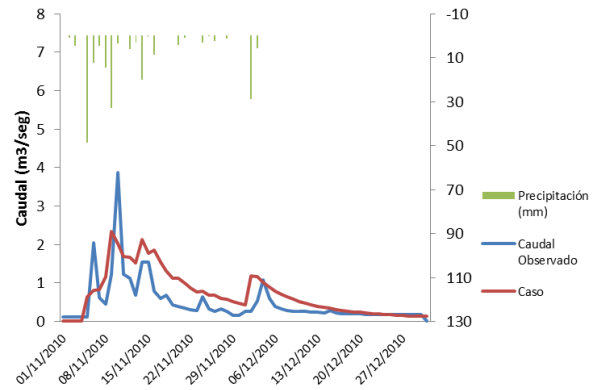


Gráfico 8.5. Simulaciones en la Cuenca Olarte sin aplicación de modelo CHM y aplicando pérdidas lineales.

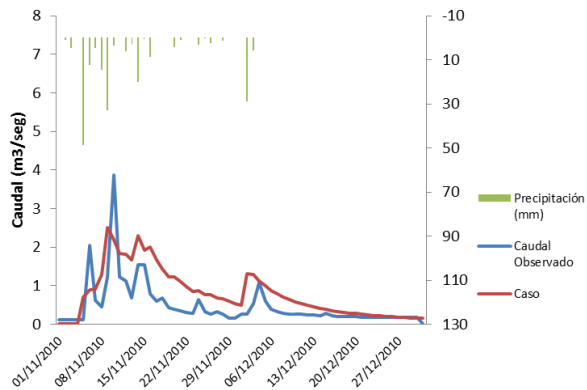
Podemos apreciar que se pierde en estas simulaciones, en cualquiera de los casos la generación de flujo base, además una subestimación de los caudales pico. Se puede apreciar que en el caso de no involucrar pérdidas en la simulación, en general el modelo tiende a sobre estimar los caudales simulados y es la única manera de rescatar al final del hidrograma un caudal o flujo base. Se puede llegar a la conclusión, que el proceso real exigiría la conservación de un flujo base al final del hidrograma, pero sin sobre estimar los caudales superficiales anteriores al final del mismo, lo cual permite suponer que habría una retención importante de caudal en la parte subterránea o acuífero. Este fenómeno es el que se calibra en los casos de la Tabla 8-10. Casos de Simulación Cuenca Olarte



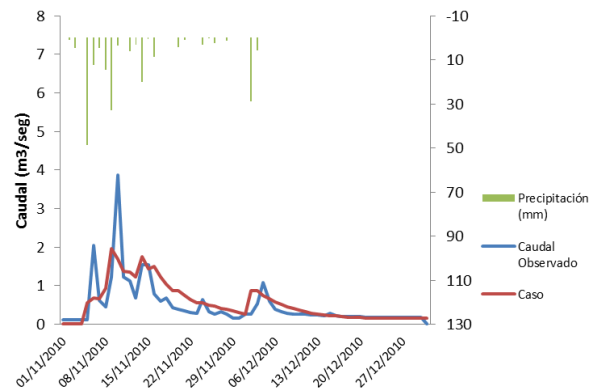
Caso 1



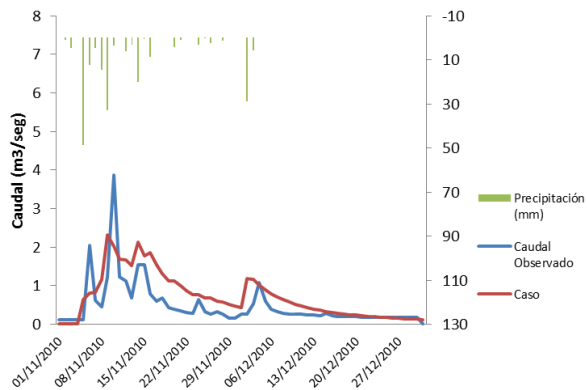
Caso 2.



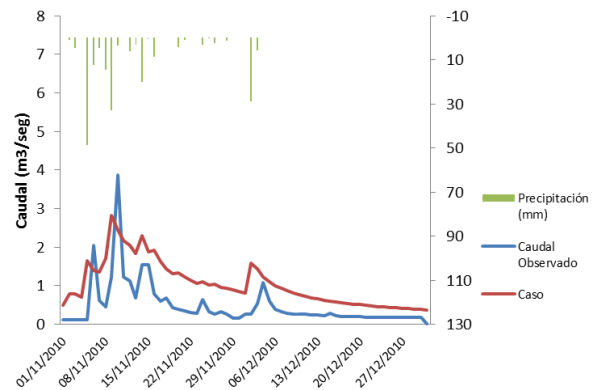
Caso 3



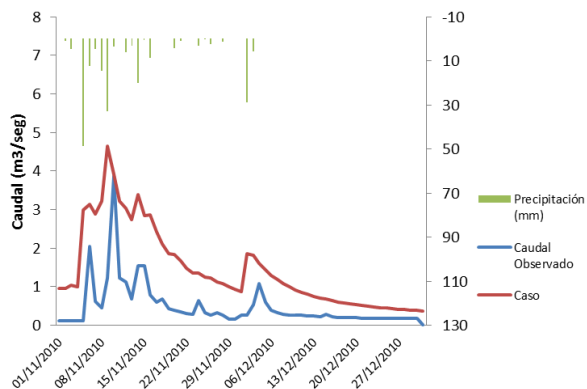
Caso 4



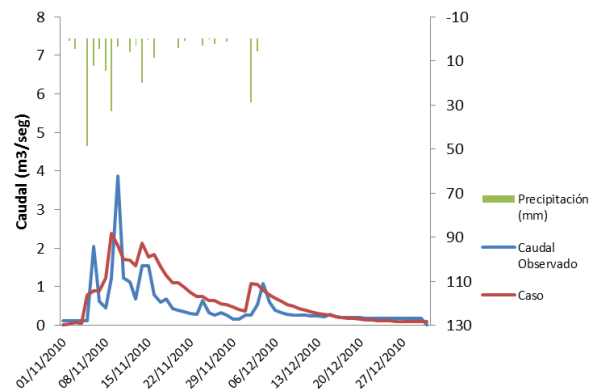
Caso 5



Caso 6



Caso 7



Caso 8

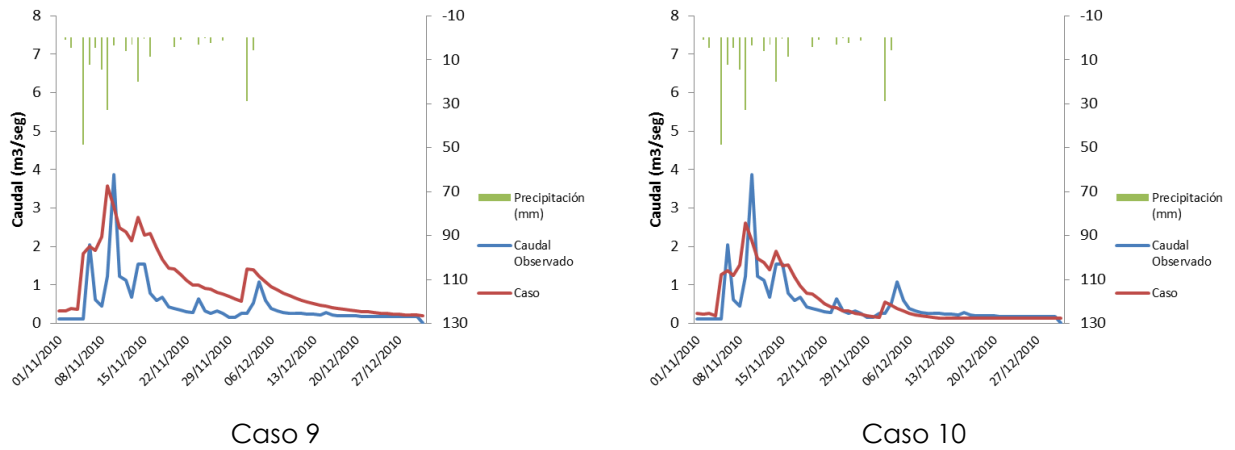


Tabla 8-10. Casos de Simulación Cuenca Olarte

Al igual que en el escenario del Fluvial, la variación en cada uno de los parámetros del modelo de Thomas, adaptado en Iber como modelo de transferencia vertical y horizontal, determinan la generación de flujo base, adaptación y ajuste de caudales pico, y rapidez o no en la respuesta hidrológica de la cuenca.

Los casos permiten la generación de flujo base requerido (Tabla 8-10. Casos de Simulación Cuenca Olarte), según el caudal observado en la cola del hidrograma, situación que no puede generarse en los casos de aplicación de pérdidas simples (Gráfico 8.5. Simulaciones en la Cuenca Olarte sin aplicación de modelo CHM y aplicando pérdidas lineales.). El caso 10 es el que verifica el mejor ajuste permitiendo un ajuste general en el hidrograma respecto a los caudales pico, y una conservación clara del flujo base. La conservación de masa y ajuste en picos y flujo base dan esta condición de ser la mejor simulación, además de mantener un coeficiente de determinación entre caudales observados y simulados superior al 80%. Como puede apreciarse, las otras simulaciones sobre estimaban caudal o la adaptación de flujo base no era la mejor ya que llegaban a un punto final de flujo base sobre estimando caudales previamente como es el caso 9. Los resultados numéricos pueden observarse en el anexo 2.

9 CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

En este capítulo se presentan las conclusiones a las que se llega después de haber desarrollado un modelo hidrológico continuo (CHM) en base principalmente a la solución de las ecuaciones de aguas someras, o ecuaciones de Saint Venant bidimensionales mediante el método de los volúmenes finitos.

9.1 Conclusiones Generales.

1. El modelo continuo, CHM implementado permite la caracterización adecuada del flujo base ante condiciones morfométricas específicas de cuencas rurales. Las ecuaciones del modelo permiten un reparto basado físicamente del paso de agua por la zona superficial, subsuperficial y subterránea. El modelo permite una mejora en la concepción hidráulica del flujo a partir de una mejor representación hidrológica del proceso, donde todas las variables involucradas hacen parte de un sistema continuo en donde no hay pérdidas en el sistema.
2. La modelización hidrológica distribuida permite una adecuada caracterización de los procesos de flujo y de las condiciones hidrológicas que intervienen en cuencas rurales, dependiendo siempre de la calibración lograda en la simulación, del tipo de detalle conseguido en la malla topográfica empleada y la calidad de la información climatológica de entrada.
3. La aproximación a la modelización hidrológica mediante métodos hasta el presente más propios de la simulación hidrodinámica permite plantearse de forma realista la simulación integrada hidráulico-hidrológica en una única herramienta que englobe los distintos procesos involucrados en la transformación lluvia-escorrentía, en la propagación de avenidas, y en la descripción del flujo de agua en un cauce fluvial.

4. Los desarrollos implementados respecto las condiciones específicas de tratado de la rugosidad para escenarios hidrológicos que se han realizado en este trabajo, junto con el tratamiento de tipo hidrológico de los procesos de secado, la posibilidad de utilizar las ecuaciones de caracterización de flujo completas (Saint Venant bidimensionales) o simplificadas, junto con los distintos esquema de resolución planteados (esquema de Roe de primer o segundo orden, o esquemas desacoplados), consiguen una flexibilidad en la metodología y posibilidad de optimización para adaptarse a las características específicas de cada caso y a su vez conseguir el máximo rendimiento computacional del modelo.

9.2 Conclusiones Específicas.

1. Uno de los procesos de mayor relevancia en la modelización a largo plazo es la evapotranspiración. En el trabajo se han implementado diversos métodos de cálculo de evapotranspiración potencial, cada uno de ellos válido en un contexto determinado. Se recomienda, como queda de manifiesto con los resultados del capítulo 3, realizar una calibración previa si es posible del proceso de evapotranspiración, ya que los métodos dependen directamente del tipo de escenario seleccionado. Si no es posible una calibración específica del proceso, debe incluirse como parámetro a calibrar con estación limnimétrica o limnigráfica.
2. En el presente trabajo se ha escogido el modelo 'abcd' de Thomas para la representación de los procesos subsuperficiales y subterráneos. El modelo abcd se ha mostrado lo suficientemente flexible y adaptable para poder ser implementado a un esquema distribuido, ya que conceptualmente representa los distintos procesos involucrados. Dentro de los parámetros físicos de este modelo hidrológico continuo empleado, se identifica al parámetro "c", como el más determinante según el análisis de sensibilidad realizado. Su significancia física permite una relación directa entre el caudal infiltrado y su posibilidad de ser parte de un almacenamiento de acuífero o generación de flujo base, y lo que el modelo establece como escorrentía directa.

3. El parámetro "d" del modelo hidrológico continuo empleado, determina una diferencia importante respecto a otros modelos hidrológicos distribuidos, ya que permite considerar un sistema continuo al no contemplar a la infiltración como una pérdida, sino como una posibilidad de retroalimentación al sistema de escorrentía superficial, a través del flujo base. Por otro lado, el modelo hidrológico continuo implementado permite una diferenciación en la caracterización de flujo a través de las distintas formas de las ecuaciones de Saint Venant, permitiendo una simplificación de ellas en zonas de aportación por medio de onda cinemática u onda difusiva, y la aplicación de la onda dinámica completa en zonas de drenaje principal para un mayor detalle. A través del parámetro "d" el modelo CHM expone una diferenciación de las zonas aportadoras y zonas aportadas dentro de una cuenca rural.

En este mismo sentido los restantes desarrollos implementados en el modelo como el llenado de depresiones, el método de secado hidrológico, y la posibilidad de utilizar un esquema desacoplado, permitieron un mejor ajuste en la representación de los hidrogramas de salida de las cuencas modeladas.

4. El modelo CHM caracteriza las aportaciones dentro de un sistema continuo que no contempla pérdidas hidrológicas, además de aproximar de mejor manera el comportamiento hidráulico, lo que genera mejores representaciones de velocidades y calados en las zonas inundables, ya que cuantifica magnitudes mejor aproximadas de caudales con aportaciones de origen subterráneo o subsuperficial, que en un modelo tradicional no se tendrían en cuenta y se considerarían pérdidas. Es decir, el modelo actúa en conjunto entre la caracterización hidráulica y la hidrológica.
5. El modelo contempla un sistema que conjuga la posibilidad de ver la infiltración como pérdida o como parte de un sistema continuo. Si se incorpora alguno de los métodos tradicionales de pérdidas por infiltración, y se activa el módulo de infiltración del módulo CHM, estas dos se suman al agua disponible del modelo, por lo tanto terminará siendo todo parte de un sistema continuo donde la infiltración puede en algún momento retornar a la superficie.

6. El método de secado implementado, que se ha denominado como secado *hidrológico* para distinguirlo del método estándar ya implementado anteriormente en el modelo hidrodinámico, permite evitar las inestabilidades que se pueden producir por el secado del dominio cuando los calados son reducidos (del orden de pocos mm) como es el caso de un cálculo hidrológico, con reducciones limitadas del incremento de tiempo de cálculo y por lo tanto el tiempo de simulación total.
7. La calibración del modelo hidrológico continuo ha demostrado ser fundamental para la adecuada representación y determinación de caudales en zonas no instrumentadas. Específicamente para el modelo continuo, la correlación obtenida entre parámetros físicos geotécnicos típicos, con los parámetros propios del modelo de Thomas empleado en Iber, permite un mayor acercamiento y facilidad de calibración con parámetros reales según el tipo de cuenca simulada. En este sentido los parámetros de permeabilidad y relación de vacíos (K , n), permiten una relación directa con los parámetros a y b del modelo CHM y de Thomas en Iber.
8. Producto de la aplicación de la metodología de rugosidad variable expuesta se logró en general un aumento en el rendimiento computacional de las simulaciones, que se sustentó en un 25%. El mejor rendimiento es acompañado de una mejor representación de la realidad en cuanto a rugosidad dependiente de las variaciones temporales del calado. La lógica de las simulaciones ejecutadas nos indica claramente como resultado que hay un aumento en los valores de la rugosidad de Manning, a medida que el valor del calado disminuye, como resultado de la aplicación al modelo de las ecuaciones mencionadas por Fu-Chun et al, en 1999. Esto claramente para escenarios hidrológicos.
9. Dentro de la modelización hidrológica distribuida y específicamente la utilización de un modelo hidrológico continuo, es muy importante y determinante la identificación de zonas aportantes y zonas aportadas o redes de drenaje principal. Su identificación y asignación dentro del modelo hidrológico continuo de Iber permite la asignación de flujo subterráneo como una posibilidad de flujo base.

10. Los cambios de direccionamiento de un evento de precipitación (Lluvia móvil) implica la posibilidad de intensidades distintas en zonas de aportación o en zonas aportadas en función del movimiento del evento, que producen cambios fuertes y respuestas hidrológicas de distintas magnitudes en uno u otro caso. Se verificaron cambios importantes en las respuestas hidrológicas de cuencas (hidrogramas), por efectos de la movilidad de la lluvia . Es claro que este beneficio o bondad del modelo se hace importante cuando tenemos la posibilidad de obtener datos satelitales con información espacio temporal del progreso climatológico.

9.3 Recomendaciones para futuros desarrollos.

EL trabajo que se ha presentado representa un avance en la modelización hidráulica-hidrológica integrada para aplicaciones a nivel de episodio pero también a largo plazo. De los resultados obtenidos se desprenden distintas recomendaciones para seguir avanzando en este ámbito, o para la aplicación del método.

1. Se recomienda para una futura implementación la adaptación del modelo para modelizaciones más realistas con origen de datos climatológicos a nivel mensual, donde se incorporen modelos estadísticos que permitan transformar lluvias de y hacia periodos diversos de trabajo.
2. Se recomienda para una futura implementación la incorporación de submodelos que determinen la evapotranspiración real a nivel numérico, y a partir de una base físicamente basada representada en el modelo, para una mayor confiabilidad y reducción de incertidumbre en la respuesta hidrológica de las cuencas a simular.
3. Se recomienda implementar para futuros desarrollos del modelo, un sistema de identificación de unidades de respuesta hidrológica, para poder determinar resultados a nivel de subcuencas. Lo anterior para poder ser una herramienta útil de gestión para el aprovechamiento de los recursos hídricos en cuencas hidrográficas.

REFERENCIAS

- Abbott, M B, Bathurst, J C, Cunge, J A, Connell, P E, Rasmussen, J, 1986, An introduction to the European Hydrological System "SHE" 1:History and philosophy of a physically based, distributed modeling system, *Journal of hydrology*, 87, 45-59.
- Abbott, M. y Cunge, J. 1981. *Engineering applications of computational hydraulic storm*, I. Pitman, London , 282 pp.
- Aiassa, Gonzalo, 2008, Caracterización de procesos de infiltración en estado no saturado sobre suelos limosos compactados. Tesis. Doctor en ciencias de la ingeniería. Córdoba, Argentina. Universidad Nacional de Córdoba. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, 399 p.
- Allen, R.G., Pereira, I. S., Raes, D., Smith, M., 1998: Crop Evapotranspiration-Guidelines for computing crop water requirements. Irr. And Drain. Paper 56. FAO. Roma. Italia. <http://www.fao.org/docrep/X0490E00.htm>
- Arcement and Schneider, 1989. 'Guide for selecting Manning's roughness coefficients for natural channels and floodplains.' US Geological survey, Water supply paper; 2339.
- Alley W. M, 1984. On the treatment of evapotranspiration, soil moisture accounting and aquifer recharge in monthly water balance models. *Water Resources Research*, 20 (8), 1137-1149.
- Baldocchi, Dennis, Falge, Eva, Lianhong Gu, 2001, A New Tool to Study the Temporal and Spatial Variability of Ecosystem-Scale Carbon Dioxide, Water Vapor, and Energy, FLUXNET.
- Bandaragoda, C, Tarboton, D G, Woods, R, 2004, Application of TOPNET in the distributed model intercomparison project, *Journal of Hydrology* 298, 178-201.
- Bates, P.D A.P.J. De Roo. 2000. A simple raster-based model for flood inundation simulation, *Journal of Hydrology* 236, 54-77.
- Behnaz Khakbaz, Bisher Imam, Kuolin Hsu, Soroosh Sorooshian, 2009, From lumped to distributed via semi-distributed: Calibration strategies for semi-distributed hydrologic models. *Journal of Hydrology*. Online publication date: 20-Feb-2009.

- Bermudez, A., and M. E. Vazquez-Cendon, 1994, Upwind methods for hyperbolic conservation laws with source terms, *Comput. Fluids*, 23(8), 1049–1071.
- Beven, K. J., 1979, A sensitivity analysis of Penman-Monteith actual evapotranspiration estimates, *Journal of Hydrology* 44, 169-190.
- Beven, K. J., 1985, Distributed models. In: M.G. Anderson, T.P. Burt (eds) *Hydrological Forecasting*. Wiley. Chichester, 405-435.
- Beven, K. J., 1996, A discussion of a distributed Hydrological modeling. *Distributed hydrological modeling*. Abbott and J.C, 255, 278.
- Birkinshaw, S. J., & Ewen, J., 2000, Modelling nitrate transport in the Slapton Wood catchment using SHETRAN. *Journal of Hydrology*, 230(1-2), 18–33.
- Bladé, E., 2005, Modelación del flujo en lámina libre sobre cauces naturales, *Análisis Integrado con esquemas en volúmenes finitos en una y dos dimensiones*. Tesis doctoral, Flumen, UPC.
- Bladé, E., Gómez, M., 2006, Modelación del flujo en lámina libre sobre cauces naturales. *Análisis integrado en una y dos dimensiones*. Monografía CIMNE-97.
- Bladé, E., L. Cea, G. Corestein, E. Escolano, J. Puertas, M. E. Vazquez-Cendon, J. Dolz, and A. Coll, 2014, Iber: Herramienta de simulación numérica del flujo en ríos, *Rev. Int. Métodos Numér. Calc. Diseño Ing.*, 30(1), 1–10.
- Bladé, E., Corestein, G., Sánchez, M., Gómez, M., 2009, user's Manual of CARPA modelling system, version 4.0.1, Flumen, UPC.
- Bladé, E., Sánchez, M., Sánchez, H., Niñerola, D., Gómez, M., 2009, Modelación Numérica en ríos en Régimen permanente y variable, Edicions UPC.
- Blaney, H. F. and Criddle, W. D., 1950, Determining Water Requirements in Irrigated Area from Climatological Irrigation Data, US Department of Agriculture, Soil Conservation Service, Tech. Pap. No. 96, 48 pp.
- Bowen, I.S., 1926, The ratio of heat losses by conduction and by evaporation from any water surface. *Phys. Rev.* 2: 779-787.
- Brufau, P., 2000, Simulación bidimensional de flujos hidrodinámicos transitorios en geometrías irregulares. Tesis doctoral. Universidad de Zaragoza.
- Calvo Vélez, David, 2006, Modelos Teóricos Y Representación Del Conocimiento. Departamento de Lógica y Filosofía de la Ciencia, universidad complutense de madrid, tesis doctoral. ISBN: 978-84-669-2908-0. Madrid.

- Candela, L. y Varela, M, 1993. La zona no saturada y la contaminación de las aguas subterráneas. Teoría, medición y modelos. CIMNE, Barcelona, 322 pp.
- Caro. C, Fragala. F, Obregón. N, 2003, Aproximación a la estimación de la recarga en los acuíferos mediante la optimización matemática multidimensional de un modelo de balance hídrico. Seminario Internacional La hidroinformática en la gestión integrada de los Recursos hídricos, Biblioteca virtual de la Organización mundial de la salud (<http://www.bvsde.paho.org/bvsacd/agua2003/flecha.pdf>)
- Caro, Carlos, 2012. Modelo de Transferencia Vertical dentro de un modelo hidrológico continuo en un esquema de volúmenes finitos, Revista Lesprit Ingenieux, 03, ISSN: 2145 9214, pg 145.
- Cea,L., 2005 An unstructured finite volume model for unsteady turbulent shallow water flow with wet-dry fronts: numerical solver and experimental validation. Tesis doctoral. Universidade da Coruña
- Cea, L., and E. Bladé, 2015, A simple and efficient unstructured finite volume scheme for solving the shallow water equations in overland flow applications, Water Resour. Res., 51, 5464–5486, doi:10.1002/ 2014WR016547.
- C.B. Vreugdenhi, 1994, Numerical Methods for Shallow-Water Flow, Water Science and technology library
- Chaudhry, M.Hanif, 2008, Open Channel Flow, Ed.Springer, ISBN 978-0-387-30174-7
- Cubells, R, 2004, Construcció d'un model hidrològic a partir de la resolució de les equacions completes de Saint Venant en dues dimensions, director: Gómez, M, Flumen, UPC.
- Christensen, T. W, Miller, D. R.; Vavrina, C. A , 1980, Measurement of sap flow and transpiration in ring-porous oaks using a heat pulse velocity technique. Forest Science 1980 Vol. 26 No. 3 pp. 485-494
- Chow, V.T, 1959, Open channel Hydraulics. McGraw-Hill. New York.
- CIMNE, 2002, International Center for numerical methods in engineering. <http://www.gidhome.com/>
- Daniel. F ,2008, Agrociencia, ISSN: 14053195.
- DHI, 1998. MIKE-SHE v.5.3O User Guide and Technical Reference Manual. Danish Hydraulic Institute, Denmark.

- DHSVM, 2014, Distributed Hydrology Soil Vegetation Model, Retrieved December 06, <http://www.hydro.washington.edu/Lettenmaier/Models/DHSVM/index.shtml>
- Donigian, A.S., Jr., B.R. Bicknell and J.C. Imhoff. 1995. Hydrologic Simulation Program - FORTRAN (HSPF), Computer Models of Watershed Hydrology, V.P. Singh, Ed., Water Resources Publications, Littleton, CO, Chapter 12.
- Doorenbos, J., Pruitt, W.O, 1997: "Guidelines for predicting crop water requirements". Irr. And Drain. Paper 24 (Rev). FAO. Roma. Italia. 156 pp.
- Duda, P. B., Hummel, P. R., Donigian Jr., A. S., & Imhoff, J. C, 2012, BASINS/HSPF: model use, calibration, and validation. Transactions of the ASABE, 55(4), 1523–1547.
- FAO, 1990, Report on the expert consultation of FAO guidelines for prediction of crop water requirements. Land and water Development Division. Roma- 37 p.
- Fernandez, P, 2002, Estudio del impacto del cambio climático sobre los recursos hídricos. aplicación en diecinueve pequeñas cuencas en España. Universidad Politécnica de Madrid.
- Fernandez. W, Vogel. R.M. and Sankarasubramanian. A, 2000, 'Regional calibration of a watershed model / Calage régional d'un modèle de bassin hydrologique', Hydrological Sciences Journal, 45: 5, 689 — 707.
- Flumen, Cimne, Grupo de ingeniería del agua y del medio ambiente, Cedex, 2013, Modelización bidimensional del flujo en lámina libre en aguas poco profundas.
- Fraga, Ignacio, Cea, Luis, Puertas, Jerónimo , 2013, Experimental study of the water depth and rainfall intensity effects on the bed roughness coefficient used in distributed urban drainage models, Journal of Hydrology, 505 266-275.
- Fu Chun, Wu, Hsieh Wen Shen, Yi Hu Chou, 1999, "Variation of roughness coefficients for unsubmerged and submerged vegetation", Journal Of Hydraulic engineering.
- Galvêncio, J D, Moura, M S, Sousa, F A, 2006, Water balance model to predict climate change impacts in the watershed Epitácio Pessoa dam Paraíba river-brazil, 13th World Water Congress, Montpellier, France.
- García Díaz, R, 2005, "Analysis of Manning coefficient for small-depth flows on vegetated beds" Hydrological Processes, 19, 3221–3233.
- Gómez, M, Nanía, L, 2006, Ingeniería Hidrológica, Grupo editorial Universitario, ISBN: 84-8491-636-7.

- Gómez Valentín, M, 2008, Curso de Hidrología Urbana, edit Alfambra S.L, Primera Edición, Barcelona, España.
- Goodrich, D C, Smith, R E, 1994, Comment on "Phisically based hydrologic modeling, is theconcept realistic? by Grayson", Water Resources Research, vol 30, 851-854.
- Guo, H., Hu, Q., & Jiang, T, 2008, Annual and seasonal streamflow responses to climate and land-cover changes in the Poyang Lake basin, China. Journal of Hydrology, 355(1-4), 106–122.
- Hargreaves, G. H., Samani, Z. A, 1985, " Reference crop evapotranspiration from temperatura". Aplied Eng. In Agric., 1(2), 96-99.
- HEC-HMS, Retrieved, December 06, 2014, from <http://www.hec.usace.army.mil/software/hec-hms/>.
- Hernandez, María, Yetano, Miguel, 1997. Estimación de la evapotranspiración de referencia en observatorios termométricos. El caso de Aragón, Geographicalia, 35, 115-128.
- Hromadka, T. V., & Yen, C. C, 1986, A diffusion hydrodynamic model (DHM). Advances in Water Resources.
- Huber, W. C., J. P. Heaney, M. A. Medina, W. A. Peltz, H. Sheikh, and G. F. Smith, 1975, Storm Water Management Model User's Manual, Version II. U.S. Environmental Protection Agency, Cincinnati, Ohio
- IIAMA, INSTITUTO DE INGENIERÍA DEL AGUA Y MEDIO AMBIENTE, Retrieved, December 06, 2014, http://www.iiama.upv.es/iiama/src/ficha_software.php?id=9
- Jenson, S.K. and J. O. Domingue, 1988, "Extracting Topographic Structure from Digital Elevation Data for Geographic Information System Analysis", Photogrammetric Engineering And Remote Sensing, 0099-1112/88/5411-1593\$02.25/0, Vol. 54, No. 11, November 1988, pp. 1593-1600.
- Jensen, M.E., Burman, R.D., Allen, R.G, 1990, Evapotranspiration and irrigation water requirements. ASCE Manuals and Reports on Engineering Practice 70, 332 pp.
- John F. England Jr, Mark L. Velleux, Pierre Y. Julien, 2007, Two-dimensional simulations of extreme floods on a large watershed. Journal of Hydrology 347, Pag: 229– 241.
- Johnson, M S, Coon, W F, Mehta, V K, Steenhuis, T S, Brooks, E S, Boll, J, 2003, Application of two hydrologic models with different runoff mechanisms to a hillslope dominated watershed in the northeastern US: a comparison of HSPF and SMR, Journal of hydrology 284, 57-76.

- Jongho Kim, April Warnock, Valeriy Y. Ivanov, Nikolaos D. Katopodes, 2012, Coupled modeling of hydrologic and hydrodynamic processes including overland and channel flow, *Advances in Water Resources* 37, 104–126
- J. I. Juárez D., M. L. Arganis J., R. Domínguez, G. Esquivel G, M., E., Bladé, J. Dolz, M. Sánchez, H. Sánchez, G. Corestein, octubre 2014, Comparación del hidrograma de salida de una cuenca con un modelo Hidráulico y un modelo distribuido, XXIII congreso nacional de hidráulica Puerto vallarta, jalisco, México.
- J. I. Juárez D., M. L. Arganis J., R. Domínguez, G. Esquivel G, M., E., Bladé, J. Dolz, M. Sánchez, H. Sánchez, G. Corestein, Agosto, 2014, Comparación del hidrograma de salida de una cuenca con un modelo Hidráulico y un modelo distribuido. XXVI congreso latinoamericano de hidráulica Santiago, Chile.
- J. Quereda, Sala, E. Montón, Chiva, J. Escrig Barberá, 2005, Escenarios climáticos y recursos hídricos sobre la región de Murcia a mediados del siglo XXI. *Investigaciones geográficas*, ISSN: 0213-4319, pp. 5-23.
- J. Samper, M.A. García Vera, B. Pisani, D. Alvares, A. Varela, J. A. Losada, 2005, Modelos hidrológicos y sistemas de información geográfica para la estimación de los recursos hídricos: aplicación de gis-balan a varias cuencas españolas, 269-274.
- Juárez, Eulalio y Rico, Alfonso, 2005, *Mecánica de suelos Fundamentos de la mecánica de suelos*. México, D.F., Tomo 1. 629 p. ISBN 968-18-0069-9.
- Khakbaz, B, Imam, B, Hsu, K, Sorooshian, S, 2009, From lumped to distributed via semidistributed: Calibration strategies for semidistributed hydrologic models.
- Kirkham, 1947. Cit. en Mintegui, J.A. y López, F, 1990, López Cadenas, F. y Mintegui, J.A. *Hidrología de Superficie*. Tomo I. Fundación Conde del Valle de Salazar. E.T.S. Ingenieros de Montes. Madrid, 1986.
- Li, S. S, Millar, R. G, & Islam, S, 2008, Modelling gravel transport and morphology for the Fraser River Gravel Reach, British Columbia. *Geomorphology*, 95(3-4), 206–222.
- Liu, Q. Q, Chen, L, Li, J. C, & Singh, V. P, 2004, Two-dimensional kinematic wave model of overland-flow. *Journal of Hydrology*, 291(1-2), 28–41.
- Metcalf and Eddy, 1971, *Water Resources Engineers*, and University of Florida, Storm Water Management Model, US EPA, Washington, D.C. Vol. I - Final Report, 11024DOC 7/71. Vol. II - Verification and Testing, 11024DOC 8/71. Vol. III - User's Manual, 11024DOC 9/71. Vol. IV - Program Listing, 11024DOC 10/71.

- M.H. Hsu, S.H. Chen, T.J. Chang, 2000, Inundation simulation for urban drainage basin with storm sewer system. Elsevier. Journal of Hydrology 234. Pag: 21–37.
- Modelo de Témez, Retrieved December 06, 2014, from <http://www.ssd-h2o.com.ar/Download/ModeloTemezGC.pdf>
- Monteith, J.L, 1965, "Evaporation and the environment". Proc. Soc. Exp. Biol.19, 205-234.
- Olivares, A, 2004, Modelización hidrológica Pseudodistribuida del barranc del carraixet. Aplicación al episodio de Octubre del 2000, Cuad. de geogr 76, 155-182.
- Osio Yépez Mónica, Valencia Ventura Federico, Guevara Edilberto, Cartaya Humberto, 2000, Cálculo del coeficiente de rugosidad n de Manning en los grandes ríos de Venezuela, Revista de Ingeniería UC, vol. 7, núm. 2, p. 0,Universidad de Carabobo, Venezuela, Issn: 1316-6832.
- Penman, H.L, 1948, "Natural evaporation from open water, bare soil and grass". Proc. R. Soc. London, Ser A. 193, 120-145.
- Philip, J.R, 1957, the theory of infiltration: 1. The infiltration equation and its solution. Soil Sci., 83:345-357
- Pierre Perrault, 1674, On the Origin of Springs. Translated from the Paris, 1674, edition by Aurele Iaroque. Hafner, New York, 1967. 213 pp.
- Pizarro, R, Soto, M, Farias, C, Jordan, C, 2005, Aplicación de los modelos de simulación integral hidrológica, para estimación de caudales medios mensuales, en dos cuencas de Chile central, Revista Bosque, 26, 123-129.
- Pokhrel, Y., Hanasaki, N., Koirala, S., Cho, J., Yeh, P. J.-F., Kim, H., Kanai, S., and Oki, T, 2008, Incorporating anthropogenic water regulation modules into a land surface model, J. Hydrometeorol.,13, 255–269. doi:10.1175/JHM-D-11-013.1, 2012a.
- Ponce, V. M, 1989, Diffusion wave overland flow module, report prepared for U. S. Geological Survey Water Resources Div., Stennis Space Center, Miss., Jun., 23 p.
- Prinsen, G. F., & Becker, B. P. J, 2011, Application of sobek hydraulic surface water models in the Netherlands hydrological modelling instrument. Irrigation and Drainage, 60(SUPPL. 1), 35–41.
- Pujal, Maitte, 2012, Influència De L'algoritme De Mullat-Assecat En La Propagació D'una Inundació Sobre Terreny Inicialment Sec. Universitat Polytechnica de Catalunya. Tesis de Master en Ingeniería Civil.

- Ramos, Anais, 2012, Hidrometeorología y balance térmico de la Marisma de Doñana, Tesis Doctoral, Universidad Politécnica de Cataluña.
- Refsgaard JC and Knudsen J, 1996, Operational validation and intercomparison of different types of hydrological models. *Water Resources Research*, 32 (7), 2189-2202.
- Roe, P.L, 1981, Approximate Riemann Solvers, Parameter Vectors and Difference Schemes. *J. Comp, Physics*, 43, 357-372.
- Rutger Dankers, 2007, Ole Bøssing Christensen, Luc Feyen, Milan Kalas, Ad de Roo. Evaluation of very high-resolution climate model data for simulating flood hazards in the *Journal of Hydrology* 347, Pag: 319– 331.
- Sánchez Toribio, M.I, Romero Díaz, A, 2005, Estado actual de los métodos de estimación de la evapotranspiración. Aplicación a la cuenca del rio Quipa (Murcia), ISSN: 1139-7136, 189- 202.
- SDI, 1999, Update to Integrated Hydrologic Model of Central Northern Tampa Bay Area: ISGW/CNTB Model Run No. 121, Environmental Services Inc., prepared for Tampa Bay Water, 87 p. plus appendices.
- Serrano S. E, 1998, Hydrology for Engineers, Geologists and Environmental Professionals: Anintegrated treatment of surface, subsurface and contaminant hydrology. Hidrosience.
- Shenglian Guo, Jinxing Wang, Lihua Xiong, Aiwen Ying, Dingfang Li, 2002, A macro-scale and semi-distributed monthly water balance model to predict climate change impacts in China, *Journal of Hydrology* 268 (2002) 1–15.
- SHETRAN hydrological model, Retrieved December 06, 2014, from <http://research.ncl.ac.uk/shetran/index.htm>
- Singh, J., Knapp, H. V., Arnold, J. G., & Demissie, M, 2005, Hydrological modeling of the Iroquois River watershed using HSPF and SWAT. *Journal of the American Water Resources Association*, 41(2), 343–360. Retrieved from <http://doi.wiley.com/10.1111/j.1752-1688.2005.tb03740.x>
- Sokrut, N, 2004, Distributed hydrological modeling: myth or reality? Postgraduate literature course, Department of Land and Water Resources Engineering.
- SWAT, Retrieved, December 06, 2014, Soil and Water Assessment Tool, from <http://swat.tamu.edu/>
- Thomas, H.A, 1981, Improved methods for national water assessment. Report, Contract WR 15249270, US Water Resources Council, Whashington, DC, USA.

- Thomas, H.A., Marin, C. M., Brown, M.J, Fiering, M.B, 1983, Methodology for water resource assessment. Report NTIS 84-124163, to US Geological Survey, National Tech. Info. Serv., Springfield, Virginia, USA
- Thornthwaite, C.W. y B. Holzman, 1942, Measurement of evaporation from land and water surfaces. US Dept. Agr. Tech. Bull. 817: 75.
- Thornthwaite, C.W, 1948, Micrometeorology of the surface layer of the atmosphere. Public. Cimat. 1 bis, 5.
- Turc, L, 1961, "Evaluation des besoins en eau d'irrigation, evapotranspiration potentielle", Ann. Agron., pp. 13-49.
- Vázquez-Cendón, M.E, 1999, Improved Treatment of Source Terms in Upwind Schemes for the Shallow Water Equations in Channels with Irregular Geometry, Journal of Computational Physics. 148, 497-526.
- Vélez, J. J., López Unzu, F., Puricelli, M., & Francés, F, 2007, Parameter extrapolation to ungauged basins with a hydrological distributed model in a regional framework. Hydrology and Earth System Sciences Discussions.
- Verma, A. K., Jha, M. K., & Mahana, R. K, 2010, Evaluation of HEC-HMS and WEPP for simulating watershed runoff using remote sensing and geographical information system. Paddy and Water Environment, 8(2), 131–144.
- Villaman Peña, Ramon, Tijerina Chavéz, Leonardo, Quevedo Nolasco, Abel, Crespo Pichardo, Guillermo, 2001, Comparación de algunos métodos micrometeorológicos para estimar la evapotranspiración, en el área de montecillo, mexicoterra: 19: 281-291.
- Vivas, E., & Maia, R, 2008, Vantagens Na Aplicação de Modelos de Apoio À Decisão Na Gestão e Prevenção de Situações de Seca. In 3as Jornadas de Hidráulica, Recursos Hídricos e Ambiente.
- Zhang Q, Wang Ch, Shibasaki, R, 2005, Distributed Modeling of Hydrologic System based on Digital River Basin, Enviromental Informatics Archives, Volume 3, 92-97.
- Zhao, Q., Liu, Z., Li, M., Wei, Z., & Fang, S, 2009, The snowmelt runoff forecasting model of coupling WRF and DHSVM. Hydrology and Earth System Sciences Discussions.

ANEXO 1

DESCRIPCIÓN DE LOS MÉTODOS DE EVAPOTRANSPIRACIÓN POTENCIAL UTILIZAR.

Se incluyó dentro del modelo hidrológico actual, la evaluación de pérdidas referentes a ETP.

MÉTODO DE BALANCE ENERGÉTICO

Determina la evaporación por unidad de superficie y segundo, en función de la radiación neta que entra, de la densidad del agua, y del calor latente de evaporación (calor necesario para que una sustancia cambie de estado):

$$E_i = \left(\frac{R_n}{((2.501 * 106) - 2370 * T) * 103 * D} \right)$$

Donde:

- E = Evaporación (mm/día)
- R_n = Radiación neta (W/m²)
- T = Temperatura media diaria (°C)
- D = Densidad del agua (997Kg/m³)

MÉTODO DE JENSEN-HAISE (1990)

Basado en Radiación solar y corregido por temperatura, pero hace énfasis y mayor importancia en el primero, sin embargo se recomienda su uso en zonas no tropicales, ya que en estas zonas se equipara el peso de la radiación y la temperatura.

$$ETP = R_s * (0.025 * T_a + 0.08)$$

Donde:

- ETP = la evapotranspiración potencial diaria (mm/día).

Rs =Radiación solar en mm de agua al día (mm/día)

Ta =Temperatura media diaria (°C)

MÉTODO DE BLANEY CRIDDLE (1950)

El método original de Blaney-Criddle (Blaney y Criddle, 1950) se basó en estudios de correlación entre la temperatura y el uso del agua en el oeste de EE.UU. Con el fin de definir mejor los efectos de clima sobre la evapotranspiración.

Es una fórmula utilizable para zonas áridas:

$$ETP=C*P*(0.46*T_m + 8)$$

Donde:

ETP =la evapotranspiración potencial mensual del mes i.,mm/mes.

C =Coeficiente de corrección por Humedad relativa y Latitud.

P =Porcentaje diario de horas Luz del mes con respecto al total anual.

T_m =Temperatura Media diaria (grados centígrados); = (T_{max}+T_{min})/2

MÉTODO DE THORNTHWAITE (1948)

Thornthwaite en 1948 derivó una fórmula para el cálculo de la evapotranspiración potencial.

Este método se desarrollo correlacionando datos de evapotranspiración potencial con datos de temperatura media mensual y longitud del día. :

$$ETP = \left(\frac{L}{12} \right) \left(\frac{N}{30} \right) \left(\frac{10 * T_a}{I} \right)^a * 16$$

En donde:

ETP = la evapotranspiración potencial mensual del mes i.,mm/mes.

T_a = la temperatura media del mes i, °C.

L =duración del día (Hs)

N =Número de días en un mes.

I = el índice de calor, igual a la sumatoria de los índices mensuales J_i .

$$I = \sum_{j=1}^{12} J_i$$

Donde el índice térmico mensual está dado por:

$$J_i = \left(\frac{t_i}{5} \right)^{1.514}$$

a es una ecuación cúbica de la forma

$$a = 0.675 \times 10^{-6} * I^{-3} - 0.771 \times 10^{-4} * I^2 + 1.792 \times 10^{-2} * I + 0.49239$$

MÉTODO DE HARGREAVES MODIFICADO. (1950)

El método original de Blaney-Criddle (Blaney y Criddle, 1950) se basó en estudios de correlación entre la temperatura y el uso del agua en el oeste de EE.UU. Con el fin de definir mejor los efectos de clima sobre la evapotranspiración

$$ETP = 0.0023 * Ra * (T + 17.8) * (TD)^{0.50}$$

Donde:

ETP = ETP mensual.

Ra = Radiación extraterrestre (mm/día)

T = Temperatura promedio (°C)

TD = T_{max} – T_{min} (°C)

MÉTODO DE CHRISTIANSEN

En 1966, Christiansen derivó una fórmula empírica para el cálculo de la evapotranspiración potencial con base en datos climáticos.

Establece lo siguiente

$$ETP = 0.324 * R_{ext} * C_w * C_h * C_t * C_s * C_e$$

Donde:

ETP =evapotranspiración potencial mensual, en mm.

Rtt =radiación extraterrestre tomada en la parte superior de la atmósfera, en mm/día, calculada con base en la constante solar de 2cal/cm2/día.

Rext =Rtt*Número de días del mes

Rext esta en mm/mes

Cw =coeficiente de viento

$$Cw = 0.672 + 0.406*(W/W0) - 0.078*(W/w0)^2$$

W = velocidad del viento promedio mensual medida a 2 metros de altura, en Km/hora.

W0 =6.7 Km/hora.

CH =coeficiente de humedad relativa

$$CH = 1.035 + 0.240 (Hm/Hmo)^2 - 0.275(Hm/Hmo)^3$$

Hm = humedad relativa media mensual, en decimales

Hmo = 0.60

CT = coeficiente de temperatura

$$CT = 0.453 + 0.425 (Tc/Tco) + 0.122(Tc/Tco)^2$$

Tc =temperatura media mensual del aire, en °C.

Tco =20 °C.

Cs =coeficiente de brillo solar

$$Cs = 0.340 + 0.856 (S/So) - 0.196 (S/So)^2$$

S = relación de brillo solar media mensual, expresado en decimales, expresa la cantidad de horas actuales de sol por día sobre la cantidad de horas teóricas de sol por día (12 horas).

So =0.80

Ce =coeficiente de altura

$$Ce = 0.97 + 0.030*(e/eo)$$

e = altura de zona de estudio, en msnm

eo = 50 msnm

MÉTODO DE FAO-PENMAN-MONTEITH (1976).

En el año de 1948, en el sur de Inglaterra, Penman combinó los denominados enfoques aerodinámico y balance de energía para derivar una fórmula que calcula a evaporación desde una superficie libre de agua, basada en estrictos principios físicos.

La fórmula inicialmente desarrollada fue

$$E_v = \frac{R_n + Y * E_a}{\Delta + Y}$$

Donde:

E_v = Evaporación desde una superficie libre de agua en mm/día.

Δ = Pendiente de la presión de saturación vs curva de temperatura, a la temperatura del aire T en milibares / °C.

R_n = Radiación neta en mm/día.

Y = Constante psicrométrica

E_a = Poder evaporativo de la atmósfera en mm / día.

La fórmula anterior sirvió de base al mismo tiempo para estimar la evapotranspiración potencial y después de una serie de ajustes y modificaciones se llegó a la siguiente expresión:

$$ETP = \frac{0.408 * \Delta * (R_n - G) + \gamma * \frac{900}{T + 273} * U^2 * (e_s - e_d)}{\Delta + \gamma * (1 + 0.34 * U^2)}$$

Donde:

ETP = estimación de la evapotranspiración potencial (mm/d).

R_n = Radiación neta (en $Mj/m^2/dia$).

G = Densidad de flujo calórico para el suelo (en $Mj/m^2/dia$).

$$G = 4.2 * (T_{i+1} - T_{i-1}) / dt$$

dt = Tiempo en días entre los puntos medios de periodos $(i+1)$ y $(i-1)$.

Δ = Pendiente de la presión de vapor de saturación con respecto a la temperatura, expresada en Kpa/°C.

γ = Coeficiente sicrométrico, Kpa/°C

U_2 = Velocidad media del viento a 2 m por encima del suelo (m/s)

e_s = Presión de vapor saturado (KPa)

e_d = Presión de vapor normal actual (KPa)

$T^\circ\text{C}$ = temperatura del aire medida a 2 m de altura, expresada en grados Celsius.

Ésta es la fórmula a la que se llegó después de un ajuste realizado por Monteith, para generalizar la climatología y no dejar resultados apropiados solamente en medios húmedos, y de el ajuste final dado por la FAO para darle un carácter más a la adaptabilidad regional de la expresión.

Además:

Para el cálculo de la presión atmosférica:

$$P = 101.3 \left(\frac{293 - 0.0065Z}{293} \right)^{5.26}$$

Donde:

P = Presión Atmosférica en KPa.

Z = Elevación sobre el nivel del mar.

La Constante Psicrométrica:

$$\gamma = \frac{c_p P}{\epsilon \lambda} = 0.665 \times 10^{-3} P$$

Donde:

γ = constante psicrométrica en KPa/°C

P = Presión Atmosférica en KPa

λ = Calor latente de vaporización, 2.45 MJ/Kg

C_p = Calor específico a presión constante. 1.013×10^{-3} MJ/Kg.°C

ϵ = Peso molecular de vapor de agua / aire seco: 0.622.

Presión de Vapor:

Presión de Vapor Saturado:

$$e^{\circ}(T) = 0.6108 \exp \left[\frac{17.27T}{T+237.3} \right]$$

Donde:

$e^{\circ}T$ = Presión de vapor saturado a una temperatura T.

T = Temperatura del aire en grados centígrados.

es debe calcularse como el promedio de $e^{\circ}T$ ante la temperatura máxima y mínima diaria.

Pendiente de la presión de vapor de saturación con respecto a la temperatura Δ .

$$\Delta = \frac{4098 \left[0.6108 \exp \left(\frac{17.27T}{T+237.3} \right) \right]}{(T+237.3)^2}$$

Donde:

Δ = Pendiente de la presión de vapor de saturación con respecto a la temperatura, expresada en Kpa/°C.

T = Temperatura del aire.

Presión de Vapor Actual.

$$e_a = e^{\circ}(T_{dew}) = 0.6108 \exp \left[\frac{17.27T_{dew}}{T_{dew}+237.3} \right]$$

e_a = Presión de vapor actual. (KPa)

T_{dew} = Temperatura de punto de Rocío. (Temperatura necesaria para producir aire frío que dé aire saturado.

ANEXO 2

SIMULACIONES ESCENARIOS HIDROLÓGICOS CUENCA OLARTE.

Condición de infiltración básica lineal

OLARTE	OLARTE	OLARTE	OLARTE
Estructurada	Estructurada	Estructurada	Tipo de Malla
Desacoplado	Desacoplado	Desacoplado	Esquema
Hidrológico	Hidrológico	Hidrológico	Método de secado
0.0001	0.0001	0.0001	Límite secado mojado
			a
			b
			c
			d
			St _o
			Gt _o
0.25	0.2	0.1	Infiltración

Precipitación	Fecha	Caudal observado	Caudal fi=0.25	Caudal, fi=0.2	Caudal, fi=0.1
0	01/11/2010	0,125	0	0	0
1	02/11/2010	0,115	0	0	0
4,6	03/11/2010	0,125	0	0	0,002
0	04/11/2010	0,12	0	0	0
48,7	05/11/2010	0,105	0,48	0,507	0,562
12,5	06/11/2010	2,044	0,511	0,566	0,683
4,6	07/11/2010	0,614	0,428	0,501	0,663
14,7	08/11/2010	0,448	0,604	0,713	0,957
32,8	09/11/2010	1,224	1,385	1,579	1,997
3,7	10/11/2010	3,879	1,086	1,28	1,703
0	11/11/2010	1,228	0,78	0,963	1,369
6,2	12/11/2010	1,116	0,721	0,913	1,342
3,3	13/11/2010	0,692	0,585	0,773	1,203
20	14/11/2010	1,54	0,933	1,182	1,731
0,6	15/11/2010	1,548	0,663	0,888	1,396
8,7	16/11/2010	0,796	0,683	0,922	1,456
0	17/11/2010	0,588	0,469	0,681	1,171
0	18/11/2010	0,692	0,318	0,506	0,958

0	19/11/2010	0,432	0,204	0,369	0,787
4,2	20/11/2010	0,38	0,178	0,343	0,77
1	21/11/2010	0,344	0,107	0,252	0,654
0	22/11/2010	0,308	0,05	0,169	0,538
0	23/11/2010	0,29	0,015	0,107	0,444
3,3	24/11/2010	0,64	0,008	0,094	0,437
0,2	25/11/2010	0,326	0	0,049	0,359
2,6	26/11/2010	0,272	0	0,037	0,344
0	27/11/2010	0,326	0	0,011	0,277
1,2	28/11/2010	0,272	0	0,002	0,244
0	29/11/2010	0,16	0	0	0,195
0	30/11/2010	0,16	0	0	0,155
0	01/12/2010	0,272	0	0	0,121
28,9	02/12/2010	0,272	0,146	0,16	0,62
5,6	03/12/2010	0,536	0,097	0,122	0,601
0	04/12/2010	1,072	0,037	0,063	0,488
0	05/12/2010	0,588	0,008	0,029	0,401
0	06/12/2010	0,38	0	0,008	0,329
0	07/12/2010	0,326	0	0	0,268
0	08/12/2010	0,29	0	0	0,217
0	09/12/2010	0,272	0	0	0,174
0	10/12/2010	0,272	0	0	0,137
0	11/12/2010	0,254	0	0	0,106
0	12/12/2010	0,236	0	0	0,08
0	13/12/2010	0,236	0	0	0,058
0	14/12/2010	0,218	0	0	0,041
0	15/12/2010	0,29	0	0	0,026
0	16/12/2010	0,218	0	0	0,015
0	17/12/2010	0,2	0	0	0,007
0	18/12/2010	0,19	0	0	0,002
0	19/12/2010	0,19	0	0	0
0	20/12/2010	0,19	0	0	0
0	21/12/2010	0,18	0	0	0
0	22/12/2010	0,18	0	0	0
0	23/12/2010	0,18	0	0	0
0	24/12/2010	0,18	0	0	0
0	25/12/2010	0,18	0	0	0
0	26/12/2010	0,18	0	0	0
0	27/12/2010	0,18	0	0	0
0	28/12/2010	0,17	0	0	0
0	29/12/2010	0,18	0	0	0
0	30/12/2010	0,17	0	0	0
0	31/12/2010	0,17	0	0	0

		Caso 1	Caso 2	Caso 3	Caso 4
OLARTE	OLARTE	OLARTE	OLARTE	OLARTE	OLARTE
Tipo de Malla	Estructurada	Estructurada	Estructurada	Estructurada	Estructurada
Esquema	Desacoplado	Desacoplado	Desacoplado	Desacoplado	Desacoplado
Método de secado	Hidrológico	Hidrológico	Hidrológico	Hidrológico	Hidrológico
Límite secado mojado	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001
a		0.5	0.5	0.5	0.5
b		0.5	0.5	0.5	0.5
c		0.5	0.5	0.2	0.5
d		0.5	0.9	0.9	0.9
S_{t0}		0	0	0	0
G_{t0}		0	0	0	0
Infiltración		0.1	0.1	0.1	0.25
	Sin ninguna perdida				

Precipitación	Fecha	Caudal caso sin perdidas	Caudal caso 1	Caudal caso 2	Caudal caso 3	Caudal caso 4
0	01/11/2010	0	0.000	0	0	0
1	02/11/2010	0,001	0.000	0	0	0
4,6	03/11/2010	0,011	0.000	0,006	0,009	0,002
0	04/11/2010	0,006	0.000	0,001	0,004	0
48,7	05/11/2010	0,75	0.000	0,65	0,705	0,56
12,5	06/11/2010	0,957	0.000	0,816	0,895	0,677
4,6	07/11/2010	0,98	0.000	0,822	0,912	0,655
14,7	08/11/2010	1,374	0.000	1,172	1,288	0,943
32,8	09/11/2010	2,625	0.000	2,33	2,501	1,97
3,7	10/11/2010	2,304	0.000	2,031	2,19	1,686
0	11/11/2010	1,926	0.000	1,681	1,825	1,364
6,2	12/11/2010	1,91	0.000	1,667	1,811	1,346
3,3	13/11/2010	1,761	0.000	1,53	1,667	1,218
20	14/11/2010	2,403	0.000	2,132	2,293	1,754
0,6	15/11/2010	2,013	0.000	1,772	1,916	1,431
8,7	16/11/2010	2,093	0.000	1,851	1,996	1,505
0	17/11/2010	1,757	0.000	1,542	1,671	1,231
0	18/11/2010	1,507	0.000	1,311	1,429	1,029
0	19/11/2010	1,308	0.000	1,128	1,236	0,867
4,2	20/11/2010	1,303	0.000	1,123	1,232	0,862
1	21/11/2010	1,17	0.000	1	1,103	0,754
0	22/11/2010	1,032	0.000	0,874	0,969	0,644
0	23/11/2010	0,918	0.000	0,77	0,859	0,555

3,3	24/11/2010	0,927	0.000	0,777	0,867	0,559
0,2	25/11/2010	0,832	0.000	0,69	0,776	0,485
2,6	26/11/2010	0,827	0.000	0,685	0,771	0,479
0	27/11/2010	0,741	0.000	0,608	0,689	0,414
1,2	28/11/2010	0,705	0.000	0,575	0,654	0,386
0	29/11/2010	0,639	0.000	0,516	0,591	0,337
0	30/11/2010	0,584	0.000	0,467	0,538	0,297
0	01/12/2010	0,535	0.000	0,424	0,492	0,263
28,9	02/12/2010	1,384	0.000	1,183	1,304	0,877
5,6	03/12/2010	1,369	0.000	1,173	1,291	0,872
0	04/12/2010	1,188	0.000	1,016	1,12	0,749
0	05/12/2010	1,048	0.000	0,894	0,988	0,655
0	06/12/2010	0,932	0.000	0,793	0,877	0,576
0	07/12/2010	0,834	0.000	0,708	0,785	0,509
0	08/12/2010	0,751	0.000	0,635	0,706	0,452
0	09/12/2010	0,681	0.000	0,573	0,639	0,403
0	10/12/2010	0,62	0.000	0,52	0,581	0,36
0	11/12/2010	0,567	0.000	0,473	0,531	0,324
0	12/12/2010	0,52	0.000	0,432	0,487	0,293
0	13/12/2010	0,48	0.000	0,396	0,448	0,266
0	14/12/2010	0,444	0.000	0,365	0,414	0,244
0	15/12/2010	0,411	0.000	0,337	0,384	0,225
0	16/12/2010	0,383	0.000	0,312	0,356	0,21
0	17/12/2010	0,357	0.000	0,289	0,332	0,197
0	18/12/2010	0,334	0.000	0,269	0,31	0,186
0	19/12/2010	0,313	0.000	0,251	0,291	0,178
0	20/12/2010	0,294	0.000	0,234	0,273	0,171
0	21/12/2010	0,277	0.000	0,219	0,256	0,166
0	22/12/2010	0,261	0.000	0,205	0,242	0,162
0	23/12/2010	0,247	0.000	0,193	0,228	0,159
0	24/12/2010	0,234	0.000	0,182	0,216	0,158
0	25/12/2010	0,221	0.000	0,171	0,204	0,157
0	26/12/2010	0,21	0.207	0,162	0,194	0,156
0	27/12/2010	0,2	0.000	0,153	0,184	0,156
0	28/12/2010	0,19	0.000	0,145	0,175	0,157
0	29/12/2010	0,181	0.000	0,138	0,167	0,157
0	30/12/2010	0,173	0.000	0,131	0,159	0,157
0	31/12/2010	0,165	0.000	0,126	0,152	0,157

	Caso 5	Caso 6	Caso 7	Caso 8	Caso 9	Caso 10
OLARTE	OLARTE	OLARTE	OLARTE	OLARTE	OLARTE	OLARTE
Tipo de Malla	Estructurada	Estructurada	Estructurada	Estructurada	Estructurada	Estructurada
Esquema	Desacoplado	Desacoplado	Desacoplado	Desacoplado	Desacoplado	Desacoplado
Método de secado	Hidrológico	Hidrológico	Hidrológico	Hidrológico	Hidrológico	Hidrológico
Límite secado mojado	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001
a	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5
b	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5
c	0.2	0.5	0.8	0.9	0.9	0.9
d	0.9	0.9	0.5	0.1	0.1	0.1
S _{to}	0	0	0.32	0	0.35	0.35
G _{to}	0	0.3	0	0.35	0.35	0.35
Infiltración	0.25	0.1	0.1	0.1	0.1	0.25

		Caudal caso 5	Caudal caso 6	Caudal caso 7	Caudal caso 8	Caudal caso 9	Caudal caso 10
Precipitación	Fecha	0	0,5	0,959	0,007	0,325	0,271
0	01/11/2010	0	0,792	0,948	0,021	0,325	0,233
1	02/11/2010	0,006	0,786	1,047	0,065	0,388	0,252
4,6	03/11/2010	0,001	0,701	0,987	0,061	0,357	0,196
0	04/11/2010	0,648	1,64	2,999	0,789	1,81	1,273
48,7	05/11/2010	0,814	1,397	3,142	0,889	2,007	1,38
12,5	06/11/2010	0,82	1,36	2,881	0,888	1,889	1,247
4,6	07/11/2010	1,171	1,716	3,228	1,234	2,257	1,518
14,7	08/11/2010	2,328	2,819	4,647	2,388	3,581	2,607
32,8	09/11/2010	2,029	2,44	3,913	2,075	3,038	2,153
3,7	10/11/2010	1,68	2,167	3,212	1,715	2,486	1,694
0	11/11/2010	1,666	2,045	3,036	1,693	2,375	1,593
6,2	12/11/2010	1,528	1,838	2,735	1,547	2,14	1,39
3,3	13/11/2010	2,131	2,3	3,391	2,137	2,76	1,882
20	14/11/2010	1,771	1,873	2,844	1,771	2,293	1,497
0,6	15/11/2010	1,85	1,919	2,864	1,842	2,332	1,522
8,7	16/11/2010	1,541	1,625	2,426	1,529	1,951	1,21
0	17/11/2010	1,31	1,444	2,103	1,296	1,668	0,98
0	18/11/2010	1,126	1,311	1,85	1,109	1,445	0,797
0	19/11/2010	1,122	1,336	1,825	1,098	1,425	0,765
4,2	20/11/2010	0,999	1,234	1,658	0,973	1,277	0,642
1	21/11/2010	0,872	1,138	1,488	0,843	1,126	0,522
0	22/11/2010	0,768	1,065	1,349	0,738	1,003	0,425
0	23/11/2010	0,775	1,095	1,353	0,739	1,005	0,411
3,3	24/11/2010	0,689	1,017	1,239	0,65	0,903	0,335

0,2	25/11/2010	0,684	1,029	1,229	0,64	0,893	0,318
2,6	26/11/2010	0,606	0,956	1,125	0,562	0,803	0,258
0	27/11/2010	0,574	0,936	1,08	0,526	0,762	0,233
1,2	28/11/2010	0,515	0,882	1	0,466	0,693	0,195
0	29/11/2010	0,465	0,84	0,932	0,415	0,634	0,169
0	30/11/2010	0,423	0,804	0,873	0,371	0,583	0,152
0	01/12/2010	1,182	1,589	1,847	1,075	1,414	0,559
28,9	02/12/2010	1,173	1,436	1,817	1,061	1,396	0,477
5,6	03/12/2010	1,015	1,235	1,6	0,91	1,217	0,383
0	04/12/2010	0,893	1,106	1,431	0,794	1,079	0,316
0	05/12/2010	0,792	1,006	1,292	0,697	0,964	0,263
0	06/12/2010	0,706	0,926	1,176	0,615	0,867	0,222
0	07/12/2010	0,634	0,86	1,078	0,545	0,784	0,192
0	08/12/2010	0,572	0,805	0,994	0,485	0,714	0,17
0	09/12/2010	0,518	0,758	0,922	0,433	0,652	0,155
0	10/12/2010	0,472	0,718	0,859	0,387	0,599	0,145
0	11/12/2010	0,431	0,683	0,804	0,347	0,552	0,139
0	12/12/2010	0,395	0,652	0,755	0,311	0,511	0,135
0	13/12/2010	0,363	0,625	0,712	0,28	0,474	0,133
0	14/12/2010	0,335	0,6	0,674	0,252	0,442	0,132
0	15/12/2010	0,31	0,578	0,639	0,228	0,413	0,131
0	16/12/2010	0,288	0,557	0,608	0,206	0,388	0,131
0	17/12/2010	0,267	0,538	0,58	0,187	0,365	0,131
0	18/12/2010	0,249	0,52	0,555	0,17	0,344	0,13
0	19/12/2010	0,233	0,504	0,532	0,155	0,325	0,13
0	20/12/2010	0,218	0,489	0,511	0,142	0,309	0,13
0	21/12/2010	0,204	0,474	0,491	0,131	0,294	0,13
0	22/12/2010	0,192	0,461	0,474	0,122	0,28	0,13
0	23/12/2010	0,18	0,448	0,457	0,113	0,268	0,13
0	24/12/2010	0,17	0,436	0,442	0,106	0,257	0,129
0	25/12/2010	0,16	0,424	0,428	0,101	0,247	0,129
0	26/12/2010	0,152	0,413	0,415	0,096	0,238	0,129
0	27/12/2010	0,144	0,403	0,403	0,092	0,229	0,129
0	28/12/2010	0,137	0,393	0,392	0,089	0,222	0,129
0	29/12/2010	0,13	0,383	0,381	0,086	0,215	0,129
0	30/12/2010	0,124	0,374	0,371	0,084	0,209	0,129
0	31/12/2010	0,119		0,361	0,083	0,203	0,128

ANEXO 3

SIMULACIONES ESCENARIOS HIDROLÓGICOS CUENCA DEL FLUVIÁ.

Condición de infiltración básica lineal

Cuenca	Cuenca	Cuenca
Tipo de Malla	Tipo de Malla	Tipo de Malla
Esquema	Esquema	Esquema
Método de secado	Método de secado	Método de secado
Límite secado mojado	Límite secado mojado	Límite secado mojado
		a
		b
		c
		d
		St ₀
		Gt ₀
1.22	2.9	Infiltración

Cuenca	Caudal con CHM (Simulación 1)	Caudal con CHM (Simulación 2)	Caudal con CHM (Simulación 3)	Caudal con CHM (Simulación 4)	Caudal con CHM (Simulación 5)	Caudal con CHM (Simulación 6)	Caudal con CHM (Simulación 7)	Caudal con CHM (Simulación 8)	Caudal con CHM (Simulación 9)
Tipo de Malla	Estructurada	Estructurada	Estructurada	Estructurada	Estructurada	Estructurada	Estructurada	Estructurada	Estructurada
Esquema	Desacoplado	Desacoplado	Desacoplado	Desacoplado	Desacoplado	Desacoplado	Desacoplado	Desacoplado	Desacoplado
Método de secado	Hidrológico	Hidrológico	Hidrológico	Hidrológico	Hidrológico	Hidrológico	Hidrológico	Hidrológico	Hidrológico
Límite secado mojado	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001
a	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5
b	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5
c	0.5	1.0	1.0	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8
d	0.5	0.5	0.5	0.5	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
St ₀	0	0	0	0	0	0	0	2	0.3
Gt ₀	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Infiltración	2.9	2.9	1.22	2.9	2.9	1.22	3.1	3.7	3.7

Precipitación	Fecha	Caudal Sin CHM	Caudal con CHM (Simulación 1)	Caudal con CHM (Simulación 2)	Caudal con CHM (Simulación 3)	Caudal con CHM (Simulación 4)	Caudal con CHM (Simulación 5)	Caudal con CHM (Simulación 6)	Caudal con CHM (Simulación 7)	Caudal con CHM (Simulación 8)	Caudal con CHM (Simulación 9)
25,2	01-nov-11	105,8	0	0	0	0	0	0,011	0	33,88	11,504
82	02-nov-11	25,46	0,336	0,116	0,364	0,204	0,181	0,382	0,08	15,703	6,438
0	03-nov-11	7,019	0	0	15,324	0	0	19,536	0	3,18	5,408
0	04-nov-11	5,506	3,758	0	6,591	0	0	7,369	0	2,392	0,307
0	05-nov-11	0,566	1,923	0	1,508	0	0	2,535	0	0,035	0,154
1,1	06-nov-11	3,319	0,451	0	0,491	0	0	0,818	0	0,002	0,202
0	07-nov-11	2,003	0,499	0	0,203	0	0	2,483	0	0,004	0,064
0	08-nov-11	3,854	0,259	0	0,24	0	0	0,335	0	0,417	0,027
0	09-nov-11	2,091	0	0	0,158	0	0	0,351	0	0,392	0,088
0	10-nov-11	0,171	0,072	0	0,078	0	0	0,562	0	0,021	0,066
0,6	11-nov-11	0,102	0,084	0	0,367	0	0	0,062	0	0,042	0,077
11	12-nov-11	2,329	0,05	0	0,096	0	0	0,031	0	0,032	0,007
0	13-nov-11	4,526	0,122	0	0,041	0	0	0,028	0	0,017	0
0	14-nov-11	1,807	0,018	0	0,078	0	0	0,042	0	0	0
0	15-nov-11	2,115	0,061	0	0,045	0	0	0,032	0	0	0
0	16-nov-11	1,418	0,056	0	0,087	0	0	0,064	0	0,013	0
0	17-nov-11	0,79	0,032	0	0,103	0	0	0,031	0	0,003	0
0	18-nov-11	5,354	0,064	0	0,123	0	0	0,048	0	0	0

0	19-nov-11	0,31	0,634	0	0,022	0	0	0,403	0	0	0
0	20-nov-11	0,234	0,026	0	0,155	0	0	0,099	0	0	0,026
0	21-nov-11	1,353	0,009	0	0,037	0	0	0,091	0	0	0
0	22-nov-11	0,015	0,014	0	0,374	0	0	0,222	0	0	0
2,3	23-nov-11	0,289	0	0	0,083	0	0	0,006	0	0	0
0,3	24-nov-11	0,276	0	0	0,014	0	0	0,009	0	0	0
0	25-nov-11	0,005	0	0	0,005	0	0	0,006	0	0	0
0	26-nov-11	0,07	0	0	0,007	0	0	0,004	0	0	0
1,3	27-nov-11	0,402	0	0	0,001	0	0	0	0	0	0
0	28-nov-11	0,038	0	0	0	0	0	0,001	0	0	0
3,5	29-nov-11	1,054	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	30-nov-11	0,373	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	01-dic-11	8,197	0,017	0	0	0	0	0	0	0,027	0
0	02-dic-11	7,716	0,006	0	0	0	0	0	0	0	0
0	03-dic-11	0,572	0,038	0	0	0	0	0	0	0	0
0	04-dic-11	0,497	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	05-dic-11	0,069	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	06-dic-11	0,716	0	0	0	0	0	0,034	0	0,036	0
0	07-dic-11	0,019	0	0	0	0	0	0	0	0	0
3	08-dic-11	0,025	0	0	0	0	0	0,012	0	0,037	0
4,5	09-dic-11	0,171	0	0	0	0	0	0	0	0,021	0

0,6	10-dic-11	1,53 4	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	11-dic-11	0,33	0	0	0,014	0	0	0	0	0	0
0	12-dic-11	0,15	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1	13-dic-11	0,04 7	0	0	0,075	0	0	0	0	0	0
7,2	14-dic-11	4,16 2	0	0	0,019	0	0	0	0	0	0
0	15-dic-11	0,42 3	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1	16-dic-11	4,02 2	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	17-dic-11	2,15 1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	18-dic-11	2,06 4	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	19-dic-11	1,45 2	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	20-dic-11	0,36 7	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	21-dic-11	1,79 1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	22-dic-11	0,77 2	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	23-dic-11	0,03 6	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	24-dic-11	0,80 7	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	25-dic-11	154, 319	0	0	0	0	0	0	0	0	0
120	26-dic-11	105, 002	0,617	0,476	16,663	0,483	0,429	19,587	0,339	0,451	0,358
77	27-dic-11	17,0 71	68,808	33,563	84,234	14,781	43,655	83,422	20,419	24,54	20,846
0	28-dic-11	10,4 26	21,53	8,082	17,683	12,349	12,348	21,445	7,362	7,924	6,104
1,8	29-dic-11	9,09	4,19	3,001	9,074	4,055	2,944	5,919	1,776	2,363	1,306
0	30-dic-11	1,36 1	2,26	0,991	5,626	1,491	0,904	4,282	0,522	0,995	1,766

0	31- dic- 11		0,447	0,266	2,827	1,721	1,101	1,168	0,012	0,281	0,878
---	-------------------	--	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------

ANEXO 4

LLUVIA AISLADA PARA SIMULACIÓN CUENCA DEL FLUVIÁ.

Tiempo (s)	Lluvia (mm/h)	Tiempo (s)	Lluvia (mm/h)
0.0	6.5	1296000	1
86400	6.5	1382400	1
86400	11	1382400	12.1
172800	11	1468800	12.1
172800	5.3	1468800	0
259200	5.3	1555200	0
259200	0.2	1555200	0
345600	0.2	1641600	0
345600	30	1641600	0
432000	30	1728000	0
432000	0.2	1728000	0
518400	0.2	1814400	0
518400	14.5	1814400	0
604800	14.5	1900800	0
604800	0	1900800	0
691200	0	1987200	0
691200	0	1987200	0
777600	0	2073600	0
777600	3	2073600	0
864000	3	2160000	0
864000	16.7	2160000	29
950400	16.7	2246400	29
950400	0	2246400	0
1036800	0	2332800	0
1036800	1.3	2332800	0
1123200	1.3	2419200	0
1123200	26	2419200	0
1209600	26	2505600	0
1209600	4	2505600	22
1296000	4	2592000	22
		2592000	0